



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

## EFECTOS DE SITIO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO OBTENIDOS CON LA TRANSFORMADA DE ONDÍCULA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS (SISMOLOGÍA)

P R E S E N T A :

**MOISÉS GERARDO CONTRERAS RUIZ ESPARZA**

DIRECTOR DE TESIS

**JORGE AGUIRRE GONZALEZ**



MÉXICO, D.F.

2008



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# RESUMEN

En el presente trabajo se obtienen efectos de sitio en el dominio del tiempo. Llamamos efectos de sitio a la amplificación del movimiento sísmico del suelo causada por los sedimentos. Estos efectos los subdividimos en dos tipos los estimados y los residuales. Los efectos de sitio estimados son obtenidos a partir del promediado de los efectos de sitio de varios sismos. Los efectos de sitio residuales son calculados a partir de las diferencias que existen entre el promediado de los efectos de sitio residuales.

Actualmente existen diversos métodos para la estimación de las amplitudes en el dominio de las frecuencias de los efectos de sitio. Pero hay pocos avances en su estimación en el dominio del tiempo. Tampoco se han hecho muchos estudios sobre la posible dependencia con el ángulo de incidencia de las ondas sísmicas a los valles aluviales (Chávez-García *et al.*, 2002). En el presente trabajo se desarrolla una técnica para tratar de obtener los efectos de sitio en el dominio del tiempo. Aplicamos esta técnica a cuatro estaciones localizadas en la ciudad de Acapulco, Guerrero México (ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ). Esta técnica utiliza la transformada de ondícula (Birgören e Irikura, 2005), el modelo de fuente  $\omega^2$  y la ley de atenuación propuesta por Ordaz y Singh (1992). Se utilizan once sismos distintos, a distancias hipocentrales menores de 50 km y magnitudes de momento sísmico menores a 5.5. Esto nos permite simplificar el modelado de la fuente y el trayecto. Dado que estos sismos tienen distintas localizaciones azimutales y profundidades con respecto a las cuatro estaciones estudiadas, podemos garantizar distintos ángulos de incidencia.

La forma en que se calculan los efectos de sitio con esta técnica es separando la fuente y el trayecto para cada estación, debido a un sismo determinado. Esto se hace para una serie de sismos y se calcula la media de los efectos de sitio para los distintos niveles de la transformada de ondícula considerados. A este mismo proceso realizado con la transformada de Fourier se le conoce como método de cálculo espectral con evento de referencia ( Birgören e Irikura, 2005). Al comparar los espectros de los efectos de sitio calculados con el método de cálculo espectral con evento de referencia y los calculados con la técnica de ondícula, se observan diferencias entre ellos. A estas diferencias se les llamó efectos de sitio residuales. Se ha intentado desarrollar una técnica que permita recuperarlos. Pero, al estar definidos en función de los espectros de potencia, los signos de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio residuales se pierden. En este trabajo desarrollamos una técnica híbrida que permite recuperar dichos efectos de sitio en el dominio del tiempo, combinando la técnica de Boore (1983) con el análisis de ondícula. Esto representa el principal aporte de este trabajo.

Hemos llegado a la conclusión de que son necesarias más estaciones así como una mayor cantidad de registros sísmicos de óptima calidad para poder comprobar si los efectos de sitio residuales son dependientes de la posición de la fuente con argumentos más sólidos. Debido a que es la primera vez que se obtienen efectos de sitio (estimados y residuales) en el dominio del tiempo, se abren perspectivas a futuro para explorar su potencialidad.

## Agradecimientos

A toda la gente que ha generado y está generando este imaginario colectivo universalista en la UNAM.

A mi madre por todo el cariño y apoyo que ha puesto para que aprenda a hacer las *numéricas*.

A mis hermanas y hermano. A Analy por las correcciones en la edición de esta tesis. A Beatriz por enseñarme a atrapar lo que vuela. A Viky por preocuparse por que no tenga una vida tan espartana. A Adolfo por enseñarme a imaginar. A mi padre.

A Jorge, por todo lo que me ha enseñado, apoyado, y por su gran amistad.

A al Dr. Chávez-García, al Dr. Valenzuela, al Dr. Valdez y al Dr. Pacheco, por el esfuerzo que hicieron revisando este trabajo, por sus grandes aportaciones y comentarios.

Al Dr. Sánchez-Sesma, por su gran apoyo y su gran amistad.

Al Profesor Irikura, por su paciencia, apoyo, hospitalidad y sus grandes enseñanzas.

Al profesor Iwata, por todo el tiempo que me dedico.

A los Montessoris: Toño y Ricardo, por su amistad y apoyo.

A mis amigos: A Esteban por tantas pláticas sobre la física, las matemáticas y la vida. Al buen Leo por tantas discusiones sobre sismología. A Lara por las revisiones de redacción. A los Hugos, a Carlos, Omar, Arturo, Sandra, Benjas, Liz, Yanet, Isabel, Miguel, Vero, el Zepeda, el Escuba, Emiliano, Edgar, Sonia, Lizandra, el Chaman, el Oso, la Ficha, Mayo.

# ÍNDICE

<b>Resumen</b>	<b>I</b>
<b>Dedicatoria</b>	<b>II</b>
<b>Índice</b>	<b>IV</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO I. Técnicas de análisis</b>	<b>3</b>
<b>Efectos de sitio</b>	<b>3</b>
<b>Estimación de la respuesta de sitio en términos de su amplitud transformada discreta y continua de ondícula</b>	<b>4</b>
<b>Estimación de efectos de sitio en el dominio del tiempo con la transformada de ondícula</b>	<b>6</b>
	<b>11</b>
<b>CAPÍTULO II. Datos</b>	<b>14</b>
<b>Elección de zona de estudio, estaciones acelerográficas y sismos</b>	<b>14</b>
<b>Corrección por línea base</b>	<b>16</b>
<b>CAPÍTULO III. Análisis</b>	<b>19</b>
<b>Momento sísmico y Frecuencia de esquina</b>	<b>19</b>
<b>Agrupación de sismos</b>	<b>23</b>
<b>Efectos de sitio estimados</b>	<b>24</b>
<b>Similitud entre los grupos</b>	<b>26</b>
<b>Recuperación de los efectos de sitio residuales</b>	<b>30</b>
<b>Calculo del tiempo de retraso de ondas de grupo</b>	<b>31</b>
<b>Recuperación de los signos de los coeficientes de ondícula con un una técnica aleatoria</b>	<b>35</b>
<b>Técnica híbrida usando la técnica antes propuesta y la técnica formulada por Boore (1983).</b>	<b>36</b>
<b>CAPÍTULO IV. Resultados</b>	<b>40</b>
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>52</b>

<b>REFERENCIAS</b>	<b>54</b>
<b>APENDICE A. Resumen de resultados</b>	<b>57</b>

# INTRODUCCIÓN

Generalmente los sedimentos blandos amplifican el movimiento del suelo causado por un sismo en mayor grado que los suelos firmes o que el suelo rocoso. Uno de los logros de la ingeniería sismológica ha sido la cuantificación de estas amplificaciones en las áreas metropolitanas de regiones expuestas a la actividad sísmica. Estas mediciones pueden ser de gran ayuda para detectar zonas donde el peligro sísmico es mayor.

La amplificación del movimiento del suelo causada por los sedimentos es bien conocida desde el siglo veinte. En las últimas tres décadas se ha realizado una gran cantidad de investigaciones sobre la respuesta de sitio. Éstas nos han permitido ver cómo se concentran los daños en áreas específicas que, en la mayoría de los casos, están sobre sedimentos.

Borcherdt (1970) realizó uno de los primeros estudios para medir los efectos de sitio. La idea fue dividir los espectros de Fourier de datos observados en distintos sitios entre espectros de Fourier del mismo evento registrados en estaciones de referencia cercanas a esas localizaciones. Después de esta técnica, se han desarrollado nuevas técnicas, como por ejemplo la inversión generalizada (e.g. Andrews, 1986, Fletcher y Boatwright, 1991). Los parámetros más importantes deducidos a partir de la respuesta del sitio son: el periodo de vibración dominante y la amplificación del movimiento de terreno para determinados rangos de frecuencia.

Entre las características de los efectos de sitio, la amplitud ha sido más estudiada. En contraste, la fase ha sido poco investigada. Los movimientos del suelo en una cuenca no sólo consisten en ondas de cuerpo y de superficie provenientes de la fuente sísmica, sino también de ondas superficiales inducidas por las heterogeneidades locales. Entre otras características de estas ondas esta el alargamiento de la duración del movimiento del terreno.

Una de las formas de daño en estructuras flexibles está asociada a la larga duración del movimiento del suelo producida por un sismo, cuando aquéllas se encuentran sobre cuencas profundas. Por tanto, para tener una evaluación óptima de las posibles consecuencias de futuros sismos, es importante realizar simulaciones del movimiento del terreno mejores y más realistas. Uno de los primeros estudios sobre la caracterización de la fase de este movimiento fue realizado por Ohsaki (1979). Él mostró la semejanza entre la duración del movimiento sísmico y la fase. Izumi y Katukura (1983) observaron que la duración del movimiento del suelo puede ser evaluada en función del tiempo de retraso de ondas de grupo del movimiento sísmico. Recientemente

Beauval *et al.* (2003) estimaron una señal sintética en estaciones dentro de una cuenca. Ellos modificaron el espectro de amplitud y de fase de una señal sísmica de un sitio de referencia. Para lograrlo utilizaron el concepto de tiempo de retraso de ondas de grupo (group delay time) propuesto por Sawada (1998). Sin embargo, la respuesta de sitio dependiente de la fase en el dominio del tiempo ha sido poco estudiada. Birgören e Irikura (2005) encontraron la forma de obtener la respuesta de sitio que incluye información de la fase en el dominio del tiempo. Pero con la técnica que proponen, sólo consiguen observar la parte común de los efectos de sitio.

En este trabajo se propone una técnica empírica para estimar la respuesta de sitio en el dominio del tiempo haciendo uso del análisis de ondícula. Hemos utilizado señales de once eventos sísmicos registrados por cuatro estaciones de la ciudad de Acapulco (ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ), Guerrero, entre 1989 y 1991. Debido a la época en que fueron registrados, la calidad de los datos no es muy buena. Por esta razón tuvimos que procesar los datos para rescatar la mayor información útil posible. Esto se explica más ampliamente en el primer capítulo.

El análisis de ondícula es importante para regiones donde la estructura 3D de la cuenca no se conoce. Haciendo uso del análisis de ondícula, la técnica aquí usada preserva las propiedades de la fase del registro del movimiento del suelo, gracias a las propiedades de la transformada de ondícula. Éstas se explican en el capítulo dos. Esta técnica fue desarrollada y empleada por Birgören e Irikura (2005). Tras calcular por primera vez los efectos de sitio estimados, ellos compararon sus resultados con los efectos de sitio calculados con el método que ellos llaman método de cálculo espectral con evento de referencia (MCE). Como este último recupera sólo el espectro de amplitudes de Fourier de los efectos de sitio, tuvieron que cotejarlos en el dominio de Fourier. Al comparar los espectros de los efectos de sitio calculados con el método MCE y los calculados con la técnica de ondícula, observaron que había diferencias. A estas diferencias les llamaron efectos de sitio incoherentes (que en este trabajo llamaremos residuales). Ellos trataron de desarrollar una técnica que permitiera recuperarlos, pero no lo lograron. Esto ocurrió porque definen sus efectos de sitio en función de los espectros de potencia. Con ello pierden los signos de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio residuales. En este trabajo desarrollamos una técnica híbrida que permite recuperar dichos efectos de sitio en el dominio del tiempo combinando la técnica de Boore (1983) con el análisis de ondícula. Esta técnica se presenta en el capítulo tres. En él también se explica la forma en que se recuperan los parámetros de la fuente (momento sísmico y frecuencia de esquina).

Esta es la primera vez que se calculan los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo para el puerto de Acapulco. Pero en el dominio de las frecuencias si se han calculado con métodos como cocientes espectrales. Comparamos nuestros resultados con estos trabajos previos y presentamos el análisis de los resultados obtenidos, en el capítulo cuatro. Se interpretan los efectos de sitio estimados y residuales en el dominio del tiempo y se explora la dependencia de los efectos de sitio residuales con respecto a la posición de la fuente.

# CAPÍTULO I

## TÉCNICAS DE ANÁLISIS

### Efectos de sitio

El suelo blando amplifica el movimiento sísmico del terreno más que los suelos firmes o que el suelo rocoso. Esto se observa en las variaciones de los registros del movimiento sísmico del suelo registrados en distintos tipos de suelo. Como ejemplo se utilizan los registros del sismo del 14 de septiembre de 1995 ( $M=7.3$ ), cuyo hipocentro se localizó en Copala, Guerrero. Por ejemplo las estaciones RM48 y CO56, se encuentran en zona de lago de la Ciudad de México. El suelo en la zona de lago es muy blando y tiene una topografía semiplana. Los registros de movimiento en RM48 y CO56 para el mismo sismo (figura 1.1a) son distintos. Un segundo ejemplo muestra los registros sísmicos de las estaciones CUP4 y FJ74, localizadas sobre terreno firme a una distancia similar a la de las otras dos estaciones (figura 1.1b). Podemos observar en estas figuras que los registros en roca tienen amplitud y duración menor. También vemos que los registros en suelo son muy distintos entre ellos a diferencia de los registros en roca que son similares. Las estaciones en la zona del lago presentan amplitudes mayores que las estaciones en roca.

Un factor común en los métodos para estimar la amplificación del movimiento del suelo en un sitio particular, es usar un sitio en roca como sitio de referencia. Estos métodos suponen que los registros captados en roca son equivalentes al movimiento en la base de las capas de suelo. Una descripción esquemática de lo anterior se puede ver en la figura 1.2.

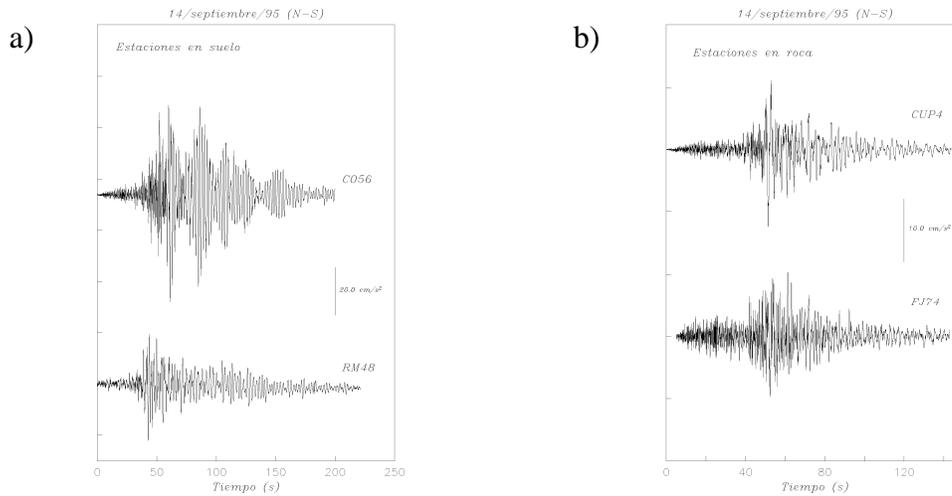


Figura 1.1 Variación en el movimiento del suelo en la componente norte-sur de registros a) en suelo blando y b) en suelo firme, para el sismo del 14 de septiembre de 1995 (M=7.3).

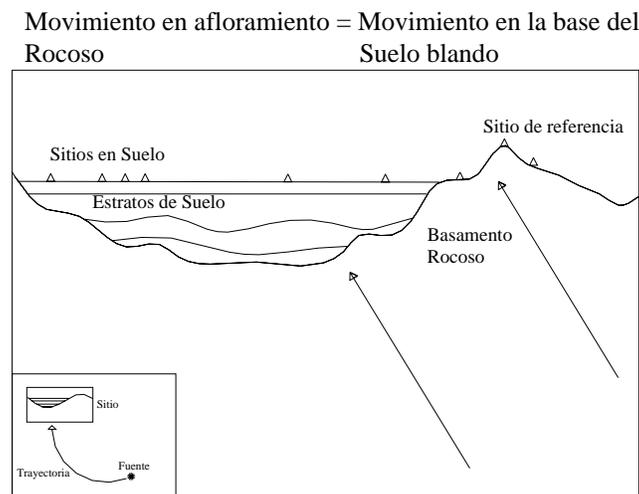


Figura 1.2 Diagrama esquemático mostrando la suposición común de que el movimiento en sitios de roca se considera como el movimiento de referencia de sitios en suelos cercanos.

### Estimación de la respuesta de sitio en términos de su amplitud

El espectro de amplitudes de Fourier de una señal sísmica es representado por la multiplicación de una fuente, efectos debidos al trayecto y un efecto de sitio (Iwata e Irikura, 1988). Borchardt (1970) propuso una forma empírica para calcular los efectos de sitio. El removié de un registro sísmico la fuente y los efectos debidos al trayecto. Para ello calculo los cocientes espectrales, entre el sitio de interés y un sitio de referencia del mismo sismo. Este método funciona si la distancia entre las estaciones es menor que la distancia hipocentral y proporciona respuestas de sitio relativas.

La técnica de estimación de efectos de sitio que utilizamos en el presente trabajo remueve la fuente y el trayecto de un registro sísmico de forma similar que el método de Borchardt (1970). La diferencia con respecto al método de Borchardt (1970) radica en que utilizamos modelos empíricos de espectro de fuente y espectro de trayecto. Por lo que los efectos de sitio obtenidos en este trabajo no son relativos a un sitio de referencia.

El espectro de amplitudes de la fuente  $S(f)_l$  es calculado con la frecuencia de esquina y el nivel plano del espectro de desplazamientos de Fourier del registro sísmico, de acuerdo al modelo descrito por Brune (1970):

$$S(f)_l = \frac{\Omega_l}{1 + \left(\frac{f}{fc_l}\right)^2}, \quad (1.1)$$

donde  $f$  es la frecuencia,  $\Omega$  es el nivel plano del espectro amplitud de Fourier de una señal de desplazamiento y  $fc_l$  es la frecuencia de esquina para un sismo  $l$ . Para el espectro de los efectos debidos al trayecto utilizamos la radiación de la fuente de ondas S. El arribo directo de ondas S, lo podemos modelar como:

$$P(f)_{lm} = \frac{1}{R_{lm}} e^{-\pi R_{lm} f / Q(f) V_s}, \quad (1.2)$$

donde  $P(f)_{lm}$  son los efectos debidos al trayecto para el sismo  $l$  observado en el sitio  $m$ ,  $R_{lm}$  es la distancia hipocentral,  $Q(f)$  es el factor de calidad para ondas de corte, que para el caso de México puede usarse el reportado por Ordaz y Singh (1992)  $Q(f) = 273f^{0.66}$ , y  $V_s$  es la velocidad de ondas de corte, la cual será considerada como 3.2 km/s. Con lo anterior:

$$Obs(f)_{lm} = S(f)_l \cdot P(f)_{lm}, \quad (1.3)$$

donde  $Obs(f)_{lm}$ , es el espectro de Fourier de un registro del sismo  $l$  observado en el sitio  $m$ . Esta ecuación sería suficiente para modelar el fenómeno físico con cierto grado de confiabilidad, si no existieran efectos de sitio. Siguiendo a Iwata e Irikura (1988), la ecuación anterior puede describirse:

$$Obs(f)_{lm} = S(f)_l \cdot P(f)_{lm} \cdot G(f)_m, \quad (1.4)$$

donde  $G(f)_m$  son los efectos del sitio  $m$ .

Suponiendo que las ecuaciones (1.1) y (1.2) nos permiten evaluar la fuente y el trayecto podemos obtener el promedio de los efectos de sitio en el sitio  $m$ , usando  $n$  eventos, despejando los efectos de sitio de la ecuación (1.4) de la siguiente manera:

$$G(f)_m = \sum_{l=1}^n \left( \frac{Obs(f)_{lm}}{S(f)_l P(f)_{lm}} \right) \frac{I}{n}. \quad (1.5)$$

Esta técnica es definida por Birgören e Irikura (2005) como método de cálculo espectral con evento de referencia (MCE) y a los efectos de sitio obtenidos a partir de él “efectos de sitio totales”. Con esta técnica únicamente podemos conocer las amplificaciones en el dominio de las frecuencias, no en el tiempo.

### **Transformada discreta y continua de ondícula**

En este trabajo se calcularán los efectos de sitio en el dominio del tiempo siguiendo la técnica de Birgören e Irikura (2005), que utiliza la transformada de ondícula. Las ondículas son funciones que satisfacen ciertos requerimientos matemáticos (ortogonalidad, ser funciones base, ser escalables, etc.) y son usadas para representar datos u otras funciones. Esta representación se hace por medio de la superposición de funciones. Las ondículas nos permiten analizar una señal en diferentes rangos de frecuencias y estudiar cada rango con una resolución ajustada a la escala de cada rango. Ésta es su característica primordial: permiten hacer un análisis acorde a la escala, lo cual les da ventaja sobre otros métodos tradicionales al analizar señales que contienen discontinuidades y variaciones abruptas.

La representación de una señal usando superposición de funciones no es una idea nueva. Está presente en el mundo occidental desde la primera década del siglo XIX, cuando Joseph Fourier encontró que se pueden superponer senos y cosenos para representar otra función. En el análisis de ondícula la escala que utilizamos para analizar los datos juega un rol especial. Los algoritmos de ondícula procesan datos con diferentes escalas o diferentes resoluciones. Si analizamos una señal con una ventana larga podemos notar rasgos gruesos. Si analizamos la señal con ventanas pequeñas podemos notar rasgos pequeños. En el análisis de ondícula tratamos de ver ambas cosas, en otras palabras, vemos el bosque y los árboles. Esto hace a las ondículas interesantes y útiles. Durante muchos años los científicos han buscado funciones más apropiadas, para aproximar señales entrecortadas, que los senos y los cosenos en los cuales está basado el análisis de Fourier. Por definición, estas funciones no son locales y se extienden hasta el infinito, motivo por el cual no son muy eficientes al aproximar señales transitorias. Pero con el análisis de ondícula podemos usar funciones de aproximación que están contenidas ordenadamente en un dominio finito. Las ondículas son adecuadas para aproximar datos que contienen señales transitorias.

Seguendo a Birgören (2004), la transformada continua de ondícula descompone una señal en sus componentes de alta (ondícula comprimida) y baja (ondícula alargada) frecuencia. La señal original entonces, se obtiene sumando la versión desplazada y la versión escalada de una ondícula madre (figura 1.3).

La señal  $f(t)$  es representada como:

$$f(t) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} \sum_{k=-\infty}^{\infty} \alpha_{j,k} \Psi_{j,k}(t), \quad (1.6)$$

donde  $\alpha_{j,k}$  son coeficientes de ondícula ( $j$  y  $k$  son enteros, denotan la escala espacial o nivel de transformación y la posición de la ondícula, respectivamente),  $\Psi_{j,k}(t)$  es la función ondícula madre. En el presente trabajo utilizaremos la coma como una forma de separar componentes y no como derivada. En otras palabras la transformada continua de ondícula, es la obtención de los coeficientes que sumados sobre todo el tiempo de la señal multiplicada por la versión desplazada y la versión escalada de la ondícula generan la señal original. Esta operación produce coeficientes de ondícula los cuales están en función de posición y de la escala.

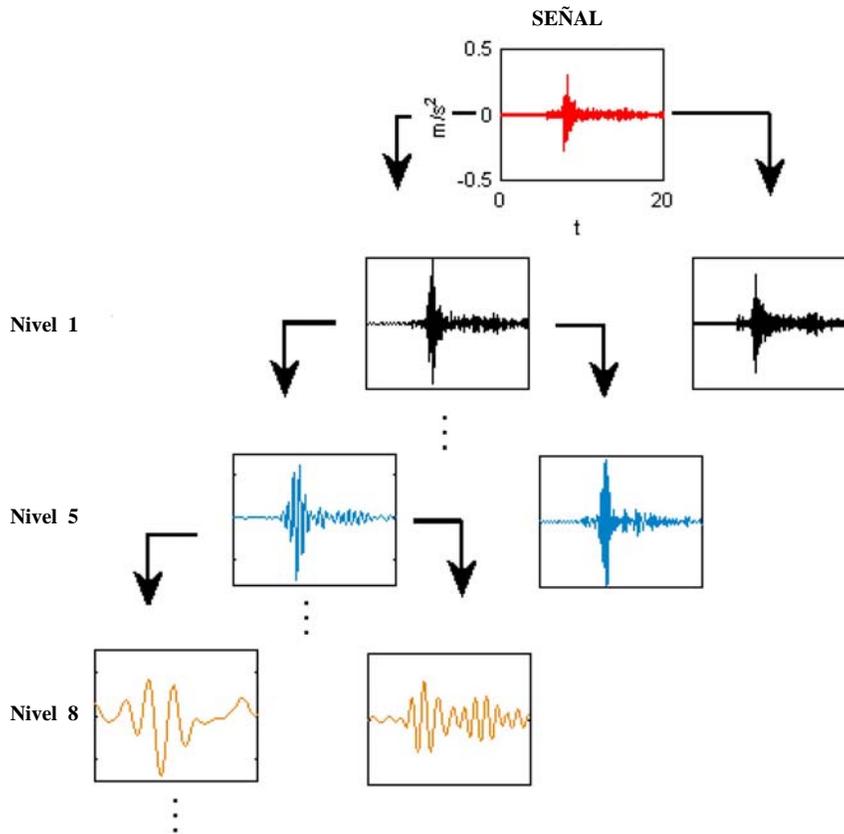
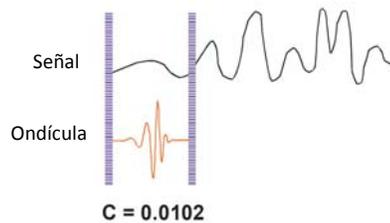


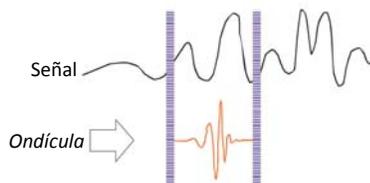
Figura 1.3 Árbol de la descomposición de ondícula de una señal sísmica. Las formas de onda de la derecha y de la izquierda son las componentes de baja y alta frecuencia respectivamente. Figura tomada de Birgören (2004).

Para entender mejor la transformada continua de ondícula, utilizaremos el procedimiento que muestran Misiti *et al.* (1997) de forma esquemática, simple y clara. El procedimiento consta de cinco pasos y estos son:

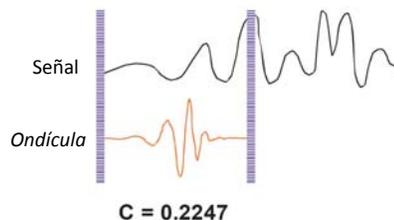
1. Compare una ventana al inicio de una señal con una ondícula.
2. Calcule un número,  $C$ , que represente la correlación de la ondícula con la ventana de la señal. Entre mayor sea  $C$ , la ventana de la señal y la ondícula serán más similares. Puede interpretarse  $C$  como un coeficiente de correlación. Los resultados de  $C$  estarán en función de la forma de la ondícula.



3. Desplace hacia la derecha la ondícula y repita los pasos 1 y 2, hasta que haya cubierto toda la señal.



4. Escale la ondícula y repita los pasos del 1 al 3.



5. Repita los pasos del 1 al 4 para todas las escalas.

La transformada de ondícula es una técnica lineal, por lo que se pueden realizar operaciones con los coeficientes de ondícula de la correspondiente banda de frecuencias, en lugar de usar la propia señal. Esta propiedad de la transformada nos permite modificar la señal en cada banda de frecuencias. La

transformada inversa de ondícula nos permite re-ensamblar la señal a partir de estos coeficientes modificados. Los coeficientes de ondícula pueden ser calculados como:

$$\alpha_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} \Psi_{j,k}(t)^* f(t) dt , \quad (1.7)$$

donde el asterisco significa el complejo conjugado.

Para analizar datos sísmicos utilizando la transformada de ondícula se requiere ubicar la parte del movimiento intenso en el tiempo, para evitar que la señal se vuelva redundante. Este problema es resuelto con la elección de posiciones y escalas adecuadas de esta manera es posible escalar y desplazar la ondícula madre en pasos discretos. En la mayoría de las aplicaciones, el análisis discreto de ondícula debe satisfacer una condición de ortonormalidad, definida por:

$$\int \Psi_{j,k}^*(t) \Psi_{j',k'}(t) dt = \delta_{jj'} \cdot \delta_{kk'}, \quad (j,k, j',k' \in Z), \quad (1.8)$$

donde  $\delta_{ij}$  es la delta de Kronecker.

La transformada discreta de ondícula está definida como:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{N-1} \sum_{k=0}^{2^j-1} \alpha_{j,k} \Psi_{j,k}(t) , \quad (1.9)$$

$$\Psi_{j,k} = 2^{j/2} \Psi(2^j t - k) , \quad (1.10)$$

donde  $\Psi_{j,k}(t)$  es la ondícula ortonormal discreta,  $\alpha_{i,j}$  son coeficientes de ondícula,  $\Psi$  es la ondícula de análisis,  $t$  es el tiempo,  $N$  son los niveles de transformación de ondícula,  $j$  y  $k$  son enteros y especifican respectivamente la escala espacial y la posición de la ondícula.

Existe una gran cantidad de ondículas. En el presente trabajo utilizaremos las propuestas por Yamada y Ohkitani (1991) basadas en Meyer (1989), por lo cual son conocidas como (Meyer-Yamada). En la figura 1.4 mostramos la gráfica de la ondícula Meyer-Yamada en el dominio del tiempo y su espectro de Fourier.

Una característica de esta ondícula, demostrada por Yamada y Ohkitani (1991) es que cumple la relación,

$$E(\omega) \approx \sum_{k=-\infty}^{\infty} |\alpha_{j,k}|^2, \quad (1.11)$$

donde  $E(\omega)$  es el espectro de potencias de Fourier. Esta característica se muestra en la figura 1.5, en esta figura podemos ver la descomposición de ondícula de un acelerograma, su espectro de potencias y de ondícula. Esta relación está definida en el rango de frecuencias siguiente:

$$\frac{2^j}{3Td} \leq f \leq \frac{2^{j+2}}{3Td}, \quad (1.12)$$

donde  $Td$  es el tamaño de la señal en segundos calculada por la relación  $Td = M \times \Delta T$ ,  $\Delta T$  es el muestreo y  $M$  es el número de datos. El exponente  $j$  tomará valores de 0 a  $k-1$ , donde  $k$  es el valor del nivel de ondícula máximo posible y está definido por:

$$M = 2^k. \quad (1.13)$$

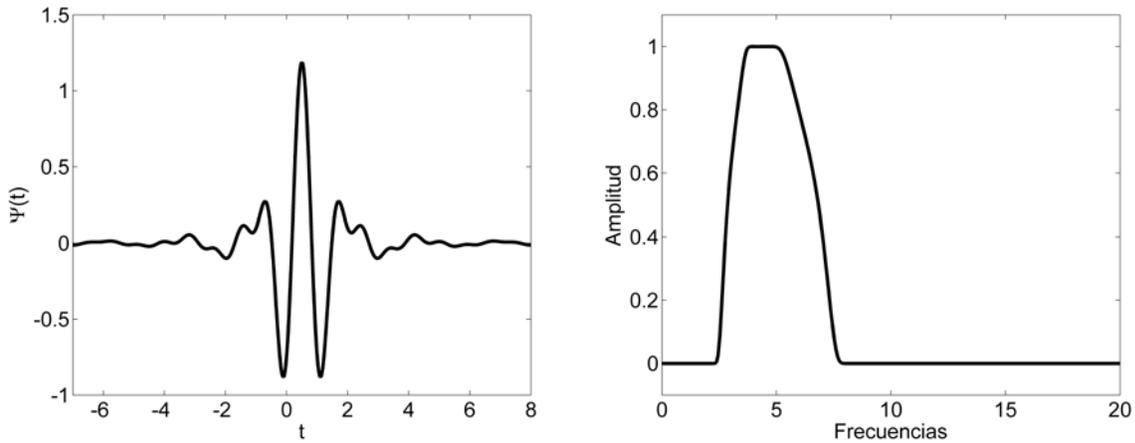


Figura 1.4 Ondícula madre Meyer-Yamada  $\Psi(t)$  en el dominio del tiempo lado izquierdo y su espectro de Fourier lado derecho.

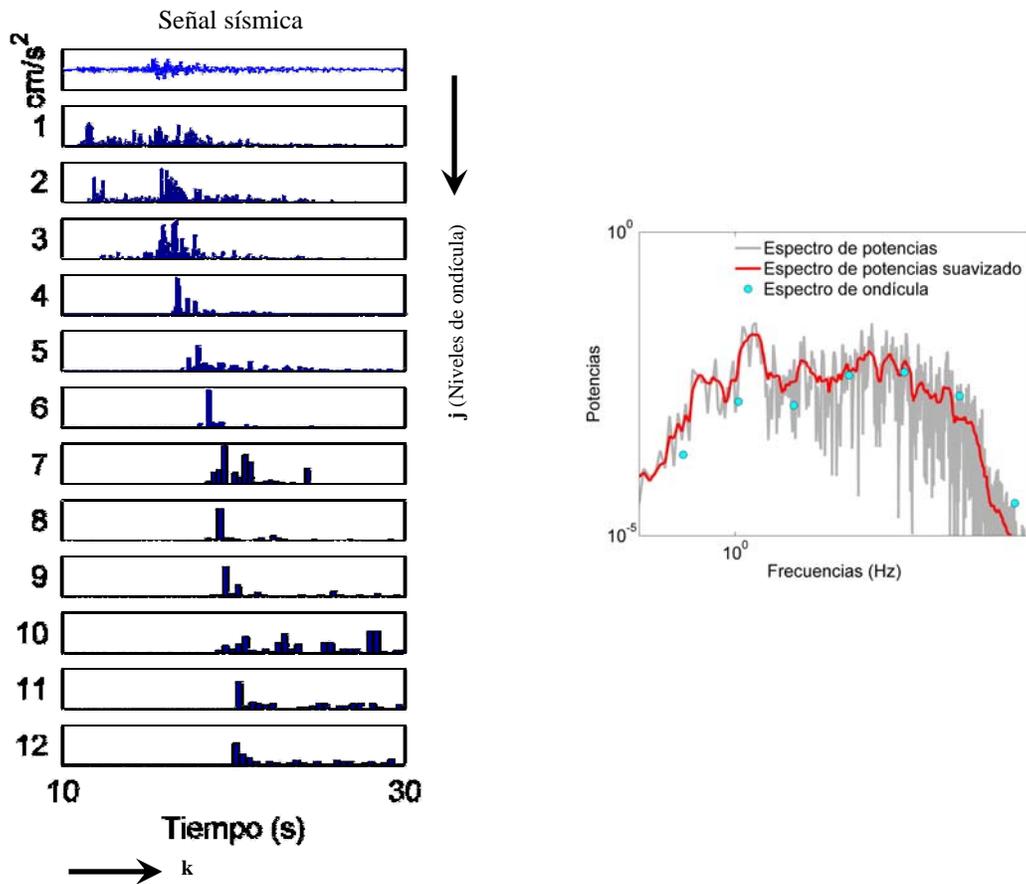


Figura 1.5 En esta figura mostramos en el lado izquierdo la descomposición de ondícula de un acelerograma, y en el lado derecho, el espectro de potencias (gris claro), el espectro de potencias suavizado (línea oscura) y el espectro de ondícula (con círculos) de la señal. Las amplitudes de ondícula mostradas son la media geométrica de cada nivel de ondícula.

En el lado derecho de figura 1.4 se puede ver claramente que la ondícula Meyer-Yamada es distinta de cero en un rango de frecuencias definido.

### Estimación de efectos de sitio en el dominio del tiempo con la transformada de ondícula

La estimación empírica de la respuesta del sitio en el dominio del tiempo es calculada de forma similar que con el MCE. Esta técnica utiliza la transformada discreta de ondícula para analizar la señal en el dominio del tiempo y de las frecuencias simultáneamente. Esto nos permite conservar información de la amplitud y de la fase de un registro sísmico. La técnica está basada en el cálculo de los coeficientes de ondícula de la respuesta de sitio en cada nivel de transformación discreta de ondícula de un evento. Para lo cual se remueven los factores de fuente y trayecto correspondientes al rango de frecuencias del nivel de ondícula. Con la transformada inversa de ondícula podemos entonces obtener la representación en el dominio del tiempo de la respuesta del sitio.

Los coeficientes de ondícula para la respuesta de sitio ( $G(\alpha_{j,k,l})$ ) en el nivel  $j$  y la posición de ondícula  $k$  para un evento sísmico  $l$ , se pueden calcular como:

$$G(\alpha_{j,k,l}) = \frac{Obs(\alpha_{j,k,l})}{|S(f)_{j,l}||P(f)_{j,l}|}, \quad (1.14)$$

donde  $Obs(\alpha_{j,k,l})$  son los coeficientes de ondícula en el nivel  $j$  y la posición  $k$  de un evento sísmico  $l$ ,  $S(f)_{j,l}$  y  $P(f)_{j,l}$  son, como ya se ha mencionado anteriormente, los términos de fuente y propagación para el evento  $l$ . Éstos corresponden a la frecuencia media del rango de frecuencia definido en (1.12), respectivamente.

La ecuación (1.14) es válida para sismos pequeños a distancias fuente-receptor cortas con duraciones de fuente similares. Si esta condición se cumple el retraso de la fase debido a los efectos de fuente y trayecto puede ser considerado pequeño comparado con los debidos a los efectos de sitio. No podemos olvidar que la fuente y el trayecto son calculados con modelos empíricos. Y al obtener éstos tenemos errores de estimación. Por otro lado, se tiene que hacer un análisis del ruido de las señales que se emplean, para determinar los rangos de frecuencia en los que la relación señal-ruido sea satisfactoria. Los niveles de ondícula cuya relación señal-ruido no fue mayor que dos no fueron tomados en cuenta. Para lograrlo igualamos a cero los coeficientes de ondícula de dichos niveles o rangos de frecuencia (i.e.  $\alpha_{j,k,l} = 0$ ).

La media de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio se puede calcular como:

$$G(\alpha_{j,k}) = \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l})) \frac{1}{n}, \quad (1.15)$$

donde  $n$  es el número de eventos para  $\alpha_{j,k,l} \neq 0$ .

Podemos aplicar la transformada inversa de ondícula definida en la ecuación (1.9) a este promedio de coeficientes de ondícula modificados para obtener efectos de sitio en el dominio del tiempo. En un medio homogéneo estos coeficientes promediados nos permitirían obtener dichos efectos. Pero como el medio no lo es, y tomando en cuenta el teorema del valor medio de estadística, sabemos que si incrementamos el número de registros en el análisis, el ruido disminuirá. La técnica de apilamiento propuesta en la ecuación (1.15) nos permite obtener los efectos de sitio comunes (parte estimada) y reduce el ruido (parte residual). Sin embargo la parte residual tiene participación en los efectos de sitio. Si esto es cierto entonces tendremos:

$$G(t)_{lm}^{Totales} = G(t)_{lm}^{estimados} + G(t)_{lm}^{residuales}. \quad (1.16)$$

donde  $G(t)_{lm}^{Totales}$ ,  $G(t)_{lm}^{estimados}$ ,  $G(t)_{lm}^{residuales}$ , son los efectos de sitio totales, estimados y residuales en el dominio del tiempo en  $m$  debidos al sismo  $l$ .

Aunque sabemos que existen errores debidos a la estimación empírica de los efectos de fuente y trayecto. En este trabajo consideramos que si existe parte residual, puede deberse a que en ese lugar los efectos de sitio no son siempre iguales. Por tanto, si recuperamos la parte residual de los efectos de sitio de grupos de fuentes definidas en función de su posición, y si esta parte residual es similar, podremos considerar que estos residuales son debidas a la configuración fuente receptor.

Para recuperar la parte residual, podemos usar la relación entre el espectro de potencias de Fourier y los coeficientes de ondícula para un sitio  $m$  dado, con lo cual tenemos que:

$$E_m^{Totales} = E_m^{estimado} + E_m^{residual}, \quad (1.17)$$

donde  $E_m^{Totales}$ ,  $E_m^{estimado}$  y  $E_m^{residual}$  son el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio totales (llamados así por Birgören e Irikura, 2005), estimados y residuales. Podemos obtener

$$E_m^{Totales} = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l}))^2, \quad (1.18)$$

$$E_m^{estimados} = \left( \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l})) \right)^2, \quad (1.19)$$

podemos describir la ecuación (1.17) como:

$$(G(\alpha_{j,k,l})^{residual})^2 = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l}))^2 - \left( \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l})) \right)^2, \quad (1.20)$$

Como se puede ver en la ecuación (1.20), los efectos de sitio obtenidos por esa ecuación son el residual con respecto al promedio, por esta razón les llamamos efectos de sitio residuales. Al obtener los coeficientes de ondícula con esta ecuación tenemos que elevar al cuadrado los coeficientes de ondícula perdiendo, por tanto, el signo de los coeficientes. Esto hace que tengamos que recuperarlos de alguna manera. Las distintas formas con las que tratamos de rescatar estos efectos de sitio se explican más adelante.

En las siguientes secciones aplicamos este procedimiento a datos registrados en la ciudad de Acapulco, Guerrero.

# CAPÍTULO II

## DATOS

### **Elección de zona de estudio, estaciones acelerográficas y sismos**

En la elección de la zona de estudio se tomaron en cuenta varios factores. Uno de los más importantes es que existan más de dos registros sísmicos grabados en la misma estación. Como se explicó anteriormente, se asigna a un sitio el promediado de los efectos de sitio de varios sismos, al cual llamamos la parte estimada de los efectos de sitio. La zona de estudio deberá tener una actividad sísmica considerable, ya sea por sí misma o en áreas cercanas. La magnitud de los sismos es otro factor relevante. Generalmente, sismos de magnitud mayor a 5.5 podrían tener efectos de fuente más complejos que los considerados en este estudio. Entre otros inconvenientes, existe la posibilidad de que no fuésemos capaces de remover totalmente los efectos de fuente, pudiéndose confundir con los efectos de sitio. Por tal motivo, decidimos incluir sólo sismos de magnitud menor que 5, debido a que se está utilizando un modelo de fuente muy simple. La distancia es otro factor que influye pues, debido a la atenuación de las ondas y la magnitud de los sismos que se emplearon en el estudio, no es viable escoger un área muy lejana a las zonas sismogénicas que existen en México. Otro componente, tal vez obvio pero no por ello menos trascendente, es tener varias estaciones en la misma zona que nos permitan observar las variaciones de sitio en sitio. Será necesario que dichas estaciones hayan registrado los mismos sismos para reducir un poco las variables que podrían influir en el comportamiento del suelo. Resumiendo, necesitamos una zona con sismicidad alta, sobre todo de magnitudes pequeñas, que esté cercana a los hipocentros y que tenga más de una estación sísmica.

Para delimitar esta zona se tomaron en cuenta varios factores. Usando registros de la base de sismos fuertes (Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, SMIS 2000) se seleccionaron los pares de sismos y estaciones cuyos epicentros ocurrieron a menos de 55 kilómetros de cada estación. De éstos se buscaron las estaciones que estuvieran a menos de 20 kilómetros entre sí, es decir, relativamente cercanas. Con los registros que pasaban estas dos condiciones, se buscaron grupos de estaciones que hubieran registrado el mismo sismo. De ellas, se escogieron las que tuvieran más registros sísmicos. Tras este proceso, encontramos que las estaciones ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ, situadas en la ciudad de Acapulco (Guerrero), eran las que cumplían con todas estas restricciones. Las cuatro estaciones utilizan acelerógrafos DCA-333 (Tecnología Terra). La estación ACAC está sobre suelo Arena-Limo-Arcilla, la

estación ACAD está sobre Limo arenoso, la estación ACAZ está sobre depósito de Barra y la única estación sobre roca (roca granítica) es ACAP (figura 2.1). En la figura (2.2) se muestra la localización epicentral de los once sismos que fueron registrados simultáneamente por las cuatro estaciones antes mencionadas. En la tabla 2.1 se muestra la fecha, la profundidad y la magnitud de los once sismos empleados en el presente trabajo.

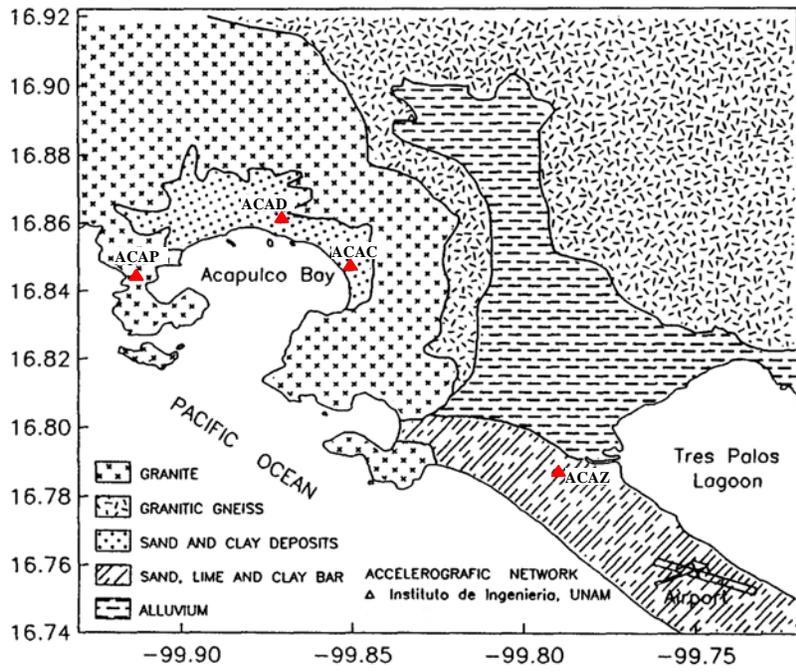


Figura 2.1 Mapa geológico de la bahía de Acapulco. Con triángulos se muestra la localización de las estaciones acelerográficas que se usan en el presente trabajo. Esta última fue tomada de Chávez-García y Cuenca (1998).

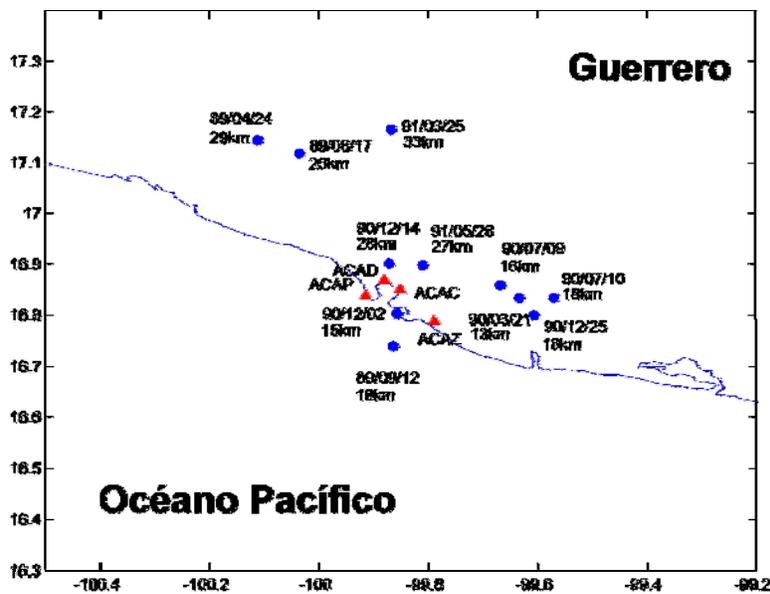


Figura 2.2 Localización de las estaciones en la ciudad de Acapulco (Guerrero) (con triángulos). Se muestra con puntos la localización de los sismos utilizados, junto con la fecha (AA/MM/DD) y profundidad de ocurrencia.

Las localizaciones epicentrales las realizó el Instituto de Ingeniería. Humphrey y Anderson (1994) obtuvieron el error de localización del sismo del 17 de agosto de 1989, uno de los eventos que estamos utilizando en este trabajo. El error horizontal fue de 1 km y el error vertical de 1.9 km. Los sismos fueron registrados por al menos cinco estaciones. Por lo que el efecto de localización ha sido despreciado en este trabajo. Los mecanismos focales no fueron recuperados en este trabajo y por lo pequeño que son los sismos no encontramos que organizaciones como Harvard CMT los hubieran calculado. Humphrey y Anderson (1994) proponen dos tipos de mecanismos focales para esa zona. Un tipo es de fallamiento inverso para sismos de profundidad entre los 10 y los 25 kilómetros, y el otro es de tipo normal para profundidades entre los 32 y 42 kilómetros. Por las profundidades que tienen los sismos que seleccionamos, todos excepto uno tendrían mecanismo focal de falla inversa.

Tabla 3.2 Fecha, profundidad y magnitud de los sismos utilizados en el presente trabajo

Fecha (AA/MM/DD)	Profundidad (km)	Magnitud
89/04/24	29	Mc=4.10
89/08/17	26	Mb=4.90, Mc=4.80
89/09/12	18	Mc=4.40
90/03/21	13	Mc=4.00
90/07/09	16	Mc=4.50
90/07/10	18	Mb=4.50, Mc=4.80
90/12/02	15	Mc=3.70
90/12/14	28	Mc=4.20
90/12/25	18	Mb=4.20, Mc=4.60
91/03/25	33	Mb=4.60, Mc=4.70
91/05/28	27	Mb=4.60, Ms=3.60, Mc=4.90

### Corrección por línea base

Durante el manejo de los datos nos percatamos de que debían ser corregidos por línea base, como lo explica Iwan *et al.* (1985). La figura (2.2) representa un ejemplo de señal que necesita ser rectificada.

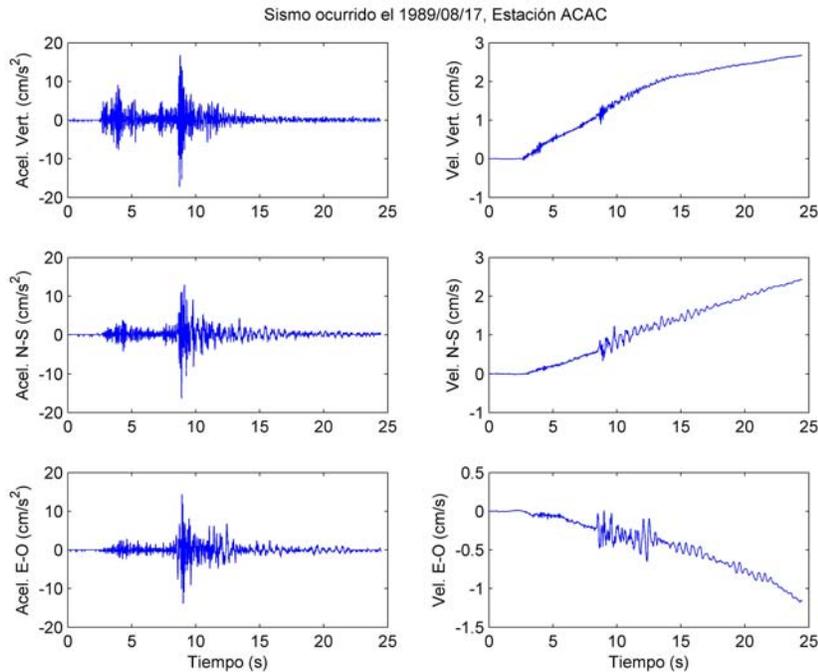


Figura 2.2 En las gráficas de la columna izquierda se muestra la historia de aceleración de las tres componentes de la estación ACAC del sismo del 17 de agosto de 1989. En las gráficas de la columna derecha se muestra la misma señal integrada (velocidades).

Sabemos que cada uno de los niveles de transformación de ondícula en la transformada Meyer-Yamada está definido para un rango de frecuencias determinado. Por ello si los coeficientes de ondícula para un nivel dado se anulan o se sustituyen por ceros, al aplicar la transformada inversa de ondícula, tendremos una señal filtrada en ese rango de frecuencias. Si detectamos los niveles de transformación de ondícula cuya relación señal-ruido sea baja, podemos no considerarlos. Para encontrar los rangos de frecuencia con esta característica, se seleccionó una ventana pequeña con ruido de la señal y se obtuvo la transformada de Fourier. Con ésta y la transformada de Fourier de toda la señal, se calculó un cociente. Este cociente nos indica en qué medida es mayor la señal con respecto al ruido, con lo cual podemos detectar fácilmente qué frecuencias son consideradas ruido. En este trabajo hemos considerado que la señal tiene ruido en una frecuencia dada, si para esa frecuencia el cociente es menor que dos veces la amplitud del ruido. En la figura (2.4a) se muestra un ejemplo de la componente Norte-Sur del registro sísmico del 10 de Julio de 1990 captado en la estación ACAC. En un cuadro aparece la parte de la señal considerada ruido, previo al arribo de ondas P. En la figura (2.4b) se muestra el cociente del espectro de Fourier de toda la señal entre el espectro de la ventana de ruido. Se observa que en el rango entre 0.39Hz y 37.7Hz, la señal es al menos dos veces más grande que el ruido. Consideramos que en ese rango de frecuencias la señal es aceptable. No hemos utilizado más de un rango de frecuencias de señal aceptable por registro.

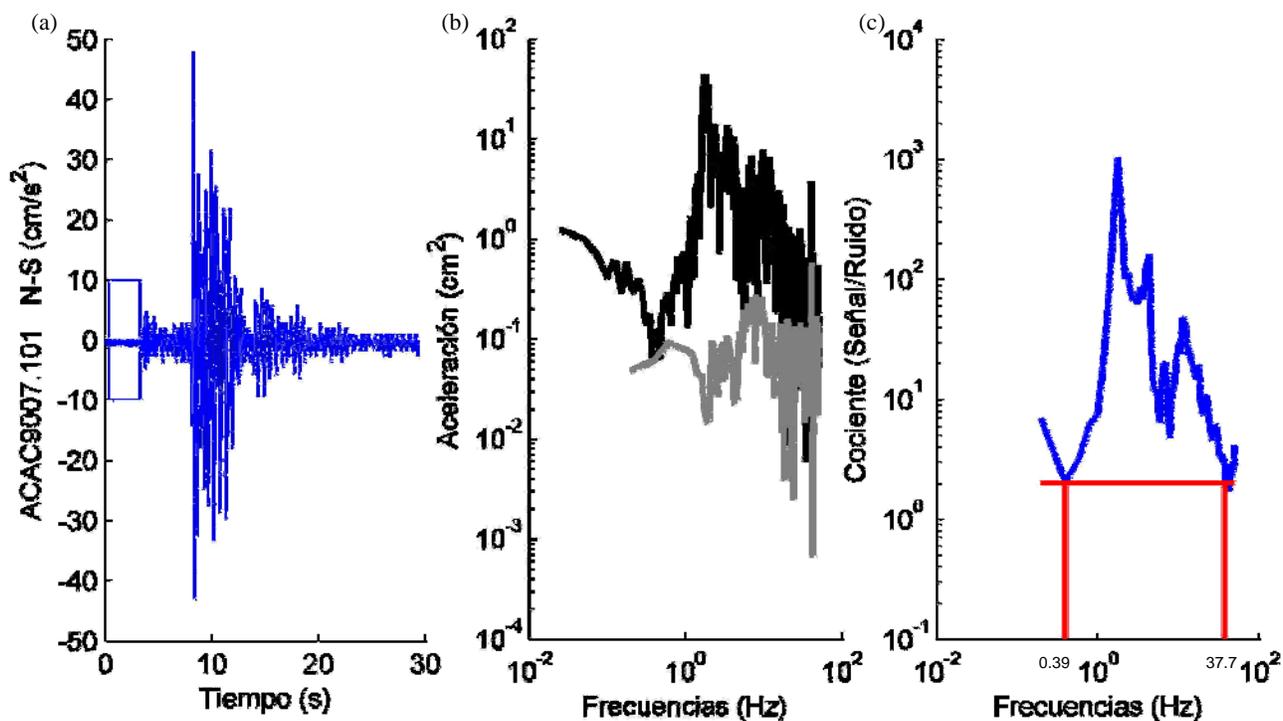


Figura 2.4 Se muestra la componente Norte-Sur de la señal del sismo del 10 de julio de 1990 registrada por la estación ACAC, así como un pequeño cuadro de ruido (a). También se muestran los espectros de amplitudes de Fourier de la ventana en gris y la señal en negro (b). También se muestra el cociente de la transformada de Fourier de toda la señal contra la ventana de ruido y una línea horizontal que sirve para observar los valores mayores a dos (c).

Se eligió como ventana temporal de la parte intensa del sismo desde un segundo antes del primer arribo de ondas S hasta el final del registro. Al calcular los efectos de sitio se utiliza el promedio de los efectos de sitio de cada sismo. La polaridad de las ondas es un factor importante a considerar. Estamos definiendo los efectos de sitio estimados como el promedio de los efectos de sitio debidos a varios sismos en el dominio del tiempo. Por ello, si dos sismos presentaran polaridades opuestas se cancelarían. Esto no ocurre en el MCE ya que el promediado se hace sobre el espectro de amplitudes. Una forma sencilla de detectar la polaridad de las ondas es observar el primer arribo de ondas S de la señal. Consideramos con valor positivo a las señales cuyo primer arribo de ondas S fue hacia arriba. Para detectar la polaridad de las ondas analizamos las señales con distintos aumentos.

# CAPÍTULO III

## ANÁLISIS

### Momento sísmico y Frecuencia de esquina

La fuente debe ser removida para obtener los efectos de sitio. En este trabajo, la fuente se modela como función  $\omega^{-2}$ , que tiene como variables la frecuencia de esquina y el momento sísmico. Para obtenerlos, aplicamos el método propuesto por Andrews (1986), que demuestra que el momento sísmico y la frecuencia de esquina se pueden calcular gráficamente, tal como se ve en la figura (3.1), copiada de la figura 7 del artículo de Andrews (1986). En ella se señala con una recta horizontal el nivel plano, linealmente relacionado con el momento sísmico, en cuyo punto final aparece el valor de la frecuencia de esquina. A la gráfica original se le agregó una línea roja que muestra la caída  $\omega^{-2}$  (en el lado izquierdo) y el crecimiento  $\omega^2$  (en el lado derecho). Gracias a este par de rectas, es posible estimar el momento sísmico y la frecuencia de esquina gráficamente. Como se ve en la figura 3.1, el espectro de desplazamiento (lado izquierdo) tiene forma de dos líneas: una paralela al eje de las abscisas y otra transversa, con pendiente negativa y de valor 2 ( $\omega^{-2}$ ). El espectro de aceleraciones (lado derecho de la figura 3.1) presenta una forma trapezoidal. La primera recta transversal del trapecio (de izquierda a derecha) tiene pendiente  $\omega^2$ . Posteriormente, hay una línea paralela al eje de las abscisas que comienza en la frecuencia de esquina y termina en la frecuencia  $f_{max}$ . Por último, a partir de la  $f_{max}$  se obtiene una recta con pendiente negativa, que no aparece en la gráfica.

El momento sísmico está relacionado con el nivel de la recta paralela al eje de las abscisas del espectro de desplazamientos. La frecuencia de esquina es la frecuencia en la que ocurre la intersección entre dicha línea recta y la recta transversa del espectro de desplazamiento. Es la misma que se observa en la primera intersección de la forma trapezoidal del espectro de aceleración. De esta forma, con el uso del espectro de aceleración y el de desplazamiento es posible obtener gráficamente los valores del momento sísmico y de la frecuencia de esquina. Es necesario que la estación que registró el sismo esté sobre roca, para que factores como los efectos de sitio no afecten la estimación del momento sísmico.

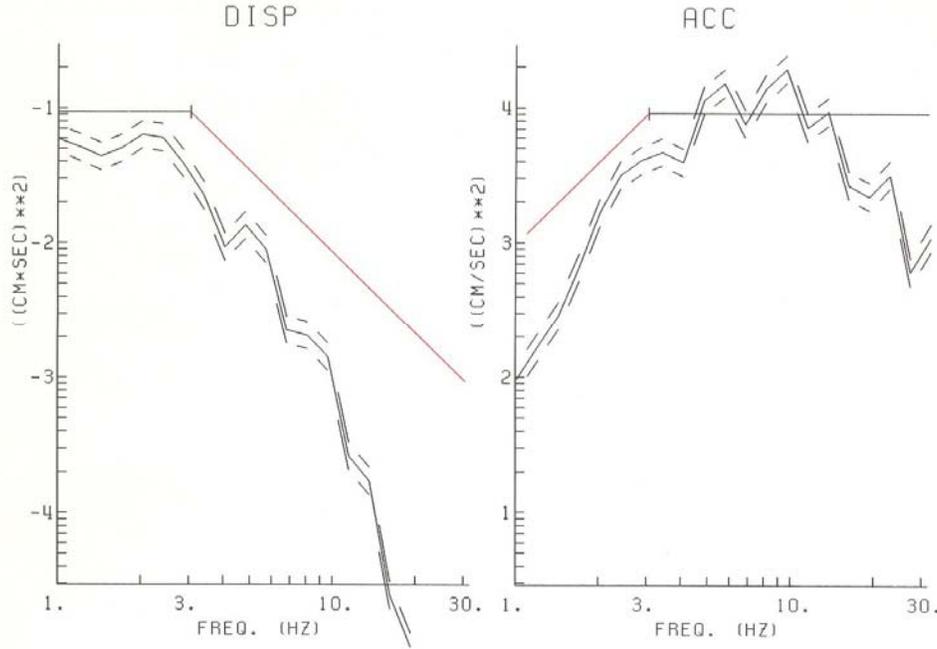


Figura 3.1 Espectro de amplitud de Fourier del evento 149 del 16 de mayo de 1980, normalizado a la distancia hipocentral de 1 km. La parte izquierda muestra el espectro de desplazamiento, el nivel plano de frecuencias bajas, línea horizontal y la línea de caída  $\omega^{-2}$ . La parte derecha muestra el espectro de aceleración, el nivel plano de aceleración espectral, línea horizontal y la línea de crecimiento espectral. En ambos lados, las líneas discontinuas muestran más una y menos una desviación estándar. Figura tomada de Andrews (1986).

Para remover el espectro de trayecto utilizamos un modelo empírico (ecuación 1.2):

$$P(f)_{lm} = \frac{1}{R_{lm}} e^{-\pi R_{lm} f / Q(f) V_s}, \quad (3.1)$$

donde  $P(f)_{lm}$  son los efectos debidos al trayecto para el sismo  $l$  en el sitio  $m$ ,  $R_{lm}$  es la distancia hipocentral,  $Q(f)$  es el factor de calidad del suelo para la transmisión de ondas de corte. En el caso de México, decidimos usar el reportado por Ordaz y Singh (1992)  $Q(f) = 273f^{0.66}$ , y del mismo artículo, tenemos que  $V_s$  es la velocidad de ondas de corte, reportada de 3.2 km/s. Estas suposiciones introducen errores en nuestra estimación, por las discrepancias entre los valores que reportan y los valores reales. Esta corrección se aplica a los datos mediante el cociente de la señal original y la corrección por trayecto. Esto se puede escribir:

$$ObsCorr(f)_{lm} = \frac{Obs(f)_{lm}}{P(f)_{lm}}, \quad (3.2)$$

donde  $Obs(f)_{lm}$  es el espectro de desplazamientos de Fourier de la señal para el sismo  $l$  en el sitio  $m$ ,  $ObsCorr(f)_{lm}$  es el espectro de Fourier de la señal corregida para el sismo  $l$  en el sitio  $m$ . Se realiza la doble integral de los registros de aceleración pues se necesitan desplazamientos y

aceleraciones. Por último, se grafican los espectros de Fourier corregidos de aceleración y desplazamiento, así como las rectas del nivel plano y de caída o crecimiento de frecuencias  $\omega^{-2}$  y  $\omega^2$  respectivamente. Estas rectas se ajustaron hasta obtener el nivel plano y la frecuencia de esquina, correlacionando su posición en otra gráfica. Con el valor del nivel plano se calcula el momento sísmico. La relación que utilizamos para calcularlo a partir del nivel plano es, siguiendo a Brune (1970),

$$\Omega(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} \times M_0}{4\pi\rho\beta^3}, \quad (3.3)$$

$$M_0 = \Omega(\omega) \times 1.75768758 \times 10^{18} \left[ \frac{g \times cm^2}{s^2} \right], \quad (3.4)$$

donde  $\Omega(\omega)$  es el nivel plano del espectro de desplazamientos, corregido por distancia;  $R_{\theta\phi}$  es el promedio cuadrático del patrón de radiación con valor de  $\sqrt{2/5}$  (Boore y Boatwright. 1984);  $\rho$  es la densidad tomada como  $2.7 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ , y  $\beta$  es la velocidad de ondas de cortante considerada como  $3.2 \text{ (km/s)}$ .

En la figura 3.2 se muestra un ejemplo del cálculo del nivel plano y la frecuencia de esquina, realizado, para la estación ATYC, situada en Atoyac (Guerrero).

Para el cálculo de los momentos sísmicos y las frecuencias de esquina, se utilizaron registros sísmicos de seis estaciones en roca localizadas en el estado de Guerrero. Las estaciones fueron, Atoyac (ATYC), Coyuca (COYC), Filo de Caballo (FIC2), Ocotillo (OCLL), Tonalapa del Sur (TNLP) y San Marcos (SMR2). El momento sísmico y la frecuencias de esquina se cálculo a partir del promedio de los resultados estimados en cada componente de cada estación que registro el sismo. En la tabla 3.1 se muestran los momentos sísmicos y las frecuencias de esquina para los 11 eventos utilizados en este trabajo. También se muestra la magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ), obtenida a partir de:

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log}(M_0) - 10.73. \quad (3.5)$$

Para corroborar nuestros resultados, buscamos trabajos donde se hubiesen calculado los momentos sísmicos y las frecuencias de esquina para los mismos sismos. En la investigación de Humphrey y Anderson (1994) encontramos uno de ellos. El sismo es el del 17 de agosto de 1989. En su artículo, Humphrey y Anderson (1994) reportan el momento sísmico y la frecuencia de esquina de este evento. En la tabla 3.2 se muestran sus resultados comparados con los obtenidos en este trabajo. Los resultados son similares. A pesar de que únicamente podemos cotejar los resultados de uno de los 11 sismos que forman nuestra muestra, esta comparación nos permite confiar en ellos.

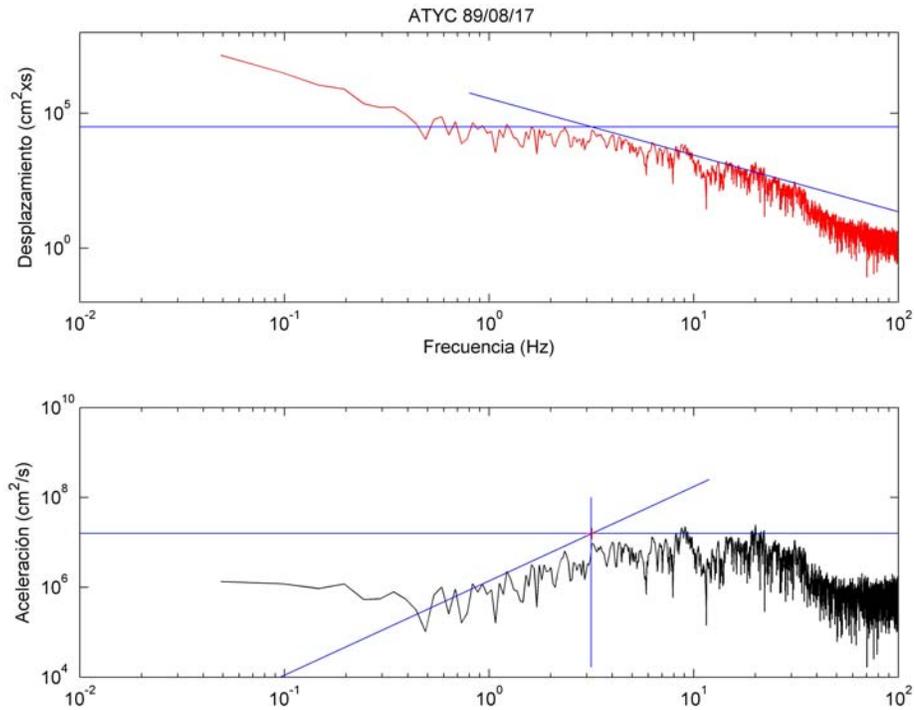


Figura 3.2.- En la gráfica superior se muestra el espectro de desplazamiento de la componente Norte-Sur de la estación ATYC, para el sismo del 17 de agosto de 1989. También se dibujan las líneas de nivel plano y caída de frecuencias  $\omega^{-2}$ . En la gráfica inferior aparece el espectro de aceleración de la misma señal y las líneas de crecimiento de frecuencias  $\omega^2$ , el nivel plano y una línea que muestra la frecuencia de esquina.

Tabla 3.1 Momentos sísmicos y frecuencias de esquina calculadas

Fecha (AA/MM/DD)	Log $M_0$ (dina-cm)	Log $f_c$ (Hz)	$M_w$
89/04/24	22.20 ± 0.08	0.65 ± 0.06	4.10
89/08/17	22.79 ± 0.22	0.40 ± 0.16	4.49
89/09/12	21.89 ± 0.54	0.63 ± 0.12	3.89
90/03/21	21.41 ± 0.46	0.72 ± 0.08	3.57
90/07/09	21.85 ± 0.29	0.63 ± 0.17	3.86
90/07/10	22.91 ± 0.30	0.39 ± 0.17	4.57
90/12/02	21.44 ± 0.04	0.58 ± 0.12	3.59
90/12/14	21.91 ± 0.15	0.61 ± 0.11	3.91
90/12/25	22.45 ± 0.14	0.49 ± 0.15	4.27
91/03/25	23.31 ± 0.21	0.22 ± 0.12	4.84
91/05/28	23.13 ± 0.31	0.38 ± 0.13	4.72

Tabla 3.2 Resultados de momento sísmico, frecuencia de esquina y magnitud, reportados en el trabajo de Humphrey y Anderson (1994) y los calculados en este trabajo.

Fecha (AA/MM/DD)	$\text{Log } M_0$ (dina-cm)	$\text{Log } f_c$ (Hz)	$M_w$
89/08/17			
Humphrey y Anderson (1994)	$22.85 \pm 0.27$	$0.52 \pm 0.16$	4.57
Calculado en este trabajo	$22.79 \pm 0.22$	$0.40 \pm 0.16$	4.49

### Agrupación de sismos

Nuestro objetivo es encontrar, si es que existe, la dependencia de los efectos de sitio con la posición de la fuente. Es por esto que decidimos hacer cuatro grupos de sismos (figura 3.3) en función de su localización. El grupo 1 consta de tres sismos, localizados al noroeste de las estaciones; el 2 tiene cuatro sismos, situados al noreste, y, por último, el 3 y el 4 tan sólo tienen dos sismos. El grupo 3 se encuentra al norte de las estaciones, mientras el 4 se encuentra al sur de ellas. En un apartado posterior explicaremos los motivos que nos llevaron a agruparlos de esta forma.

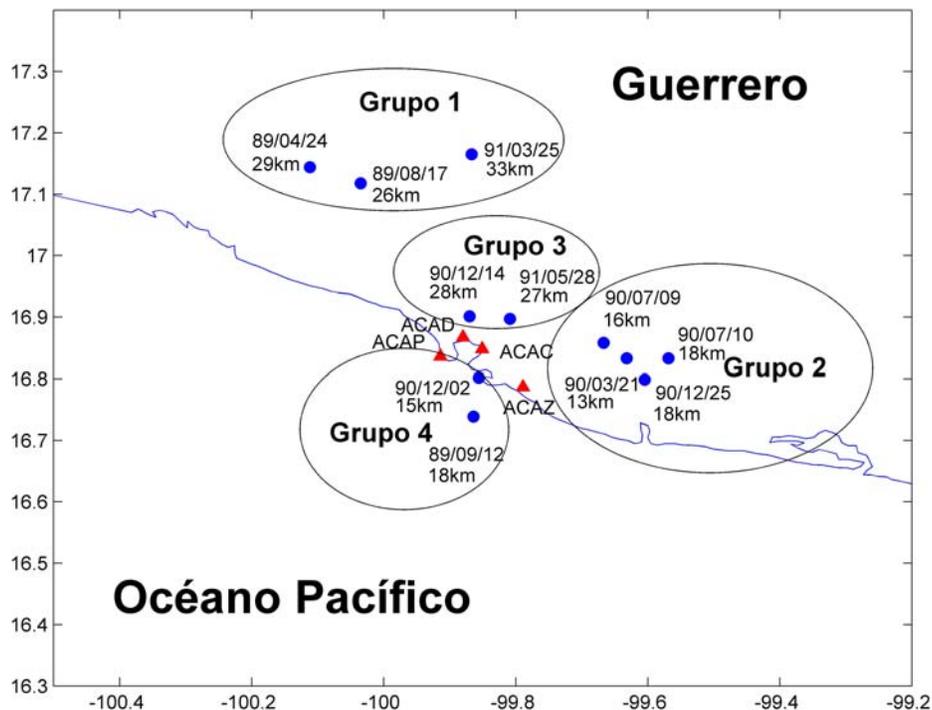


Figura 3.3.- En esta gráfica se muestran los cuatro grupos de sismos. Los puntos muestra la localización epicentral de los sismos, a su lado aparece la fecha (AA/MM/DD) en que ocurrieron y la profundidad. Con triángulos se muestra la localización de las estaciones con su nombre.

### Efectos de sitio estimados

Tenemos entonces las señales de 11 eventos, registradas en cuatro estaciones de la ciudad de Acapulco (Guerrero). Hemos corregido por línea base y delimitado las frecuencias con alto contenido de ruido. Conocemos la polaridad de las ondas y hemos cortado la ventana de ondas S. También hemos estimado el momento sísmico y la frecuencia de esquina de los 11 eventos. Hemos hecho grupos de sismos de acuerdo a su posición. Ahora podemos comenzar el análisis. Explicaremos con un ejemplo para el que utilizaremos los registros de la componente Este-Oeste de la estación ACAD. Comenzamos por mostrar cómo es la fuente, el trayecto y la convolución de ambos, a partir de los datos del sismo del 24 de abril de 1989. El epicentro se localizó a 51.8 kilómetros de la estación ACAD. Con la distancia, el momento y la frecuencia de esquina de la tabla 3.1, calculamos la atenuación y la fuente utilizando las ecuaciones 1.1 y 1.2. La ecuación 1.4, permite despejar los efectos de sitio:

$$G(f) = \frac{Obs(f)}{S(f) \cdot P(f)} \quad (3.6)$$

Como podemos ver, para obtener los efectos de sitio necesitamos remover la fuente y el trayecto. La forma que tiene la convolución de la fuente y el trayecto se muestra en la figura 3.4.

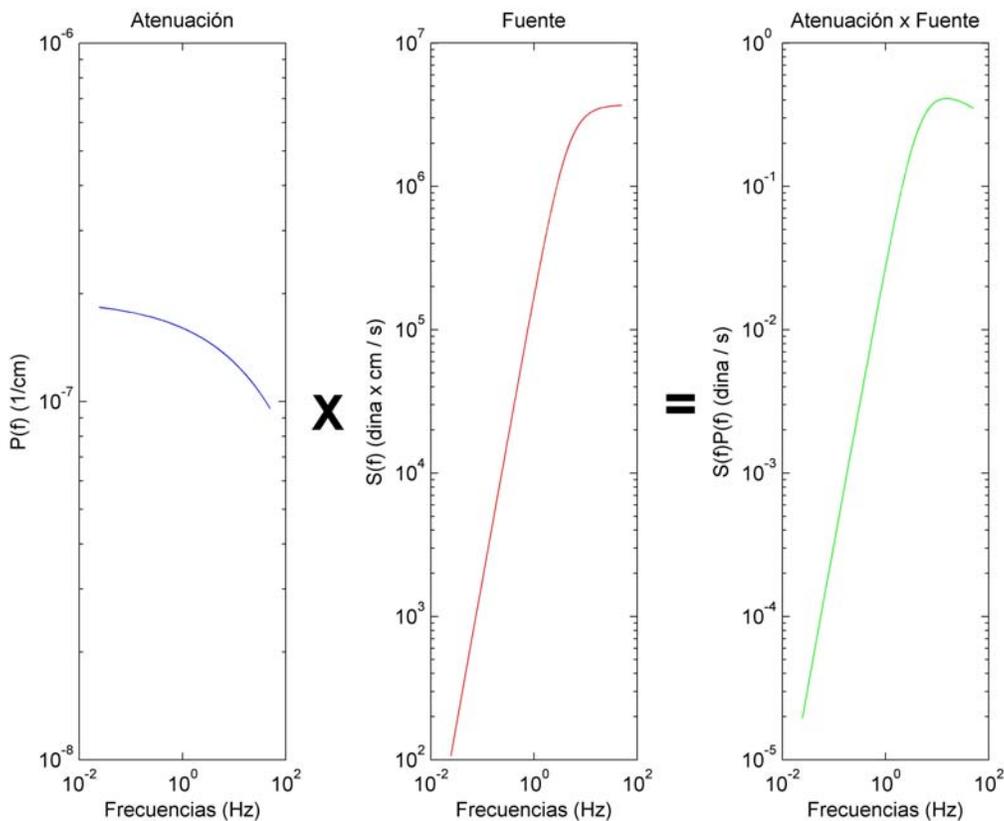


Figura 3.4.- La gráfica de la izquierda muestra la forma que tiene el modelo de atenuación a 51.8 km de distancia. En la de en medio aparece la forma del modelo de fuente del sismo del 24 de abril de 1989. Por último, en la gráfica de la derecha se muestra la convolución de la atenuación y la fuente.

Para remover la fuente y el trayecto en el dominio de las ondículas, se calcula el cociente de los coeficientes de ondícula entre dichos términos.

$$G(\alpha_{j,k,l}) = \frac{Obs(\alpha_{j,k,l})}{|S(f)_{j,l}| |P(f)_{j,l}|}. \quad (3.7)$$

La figura 3.5 muestra el proceso. En la columna de la izquierda están representados los coeficientes de ondícula del sismo. Los niveles de transformación de ondícula 1 y 5 a 10, son cero. El rango con relación señal-ruido aceptable encontrado para la estación indicada, va de 1.429 Hz a 33.4 Hz. Por tanto, los niveles con relación señal-ruido aceptable son el 2, el 3 y el 4.

En la parte central de la figura 3.5 se muestra la convolución de la fuente y el trayecto. Se resaltan con puntos, las frecuencias centrales para las que están definidos los niveles de transformación de ondícula. Por ejemplo, para el nivel 1 tenemos, conforme a la ecuación 1.12, que la frecuencia central es:

$$f = \frac{2^{j+1}}{3Td}. \quad (3.8)$$

Recordando que el nivel 1 equivale a  $j=9$ , y que se están considerando 1024 puntos con un muestreo de 0.01 s, obtenemos

$$f = \frac{2^{9+1}}{3(1024 \times 0.01)} = 33.33 \text{ Hz}. \quad (3.8)$$

En la parte central de la figura 3.5, uno de los puntos marcados es el de la frecuencia 33.33 Hz.

En las gráficas de la columna de la derecha de la figura 3.5, se muestra el resultado de dividir los coeficientes de ondícula entre la fuente y el trayecto. Esas gráficas muestran los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio.

Estos coeficientes de ondícula representan los efectos de sitio en el dominio del tiempo, pero comprenden a un solo sismo. Se sigue el mismo procedimiento para todos los eventos de cada grupo y se promedia el resultado, para obtener los efectos de sitio estimados.

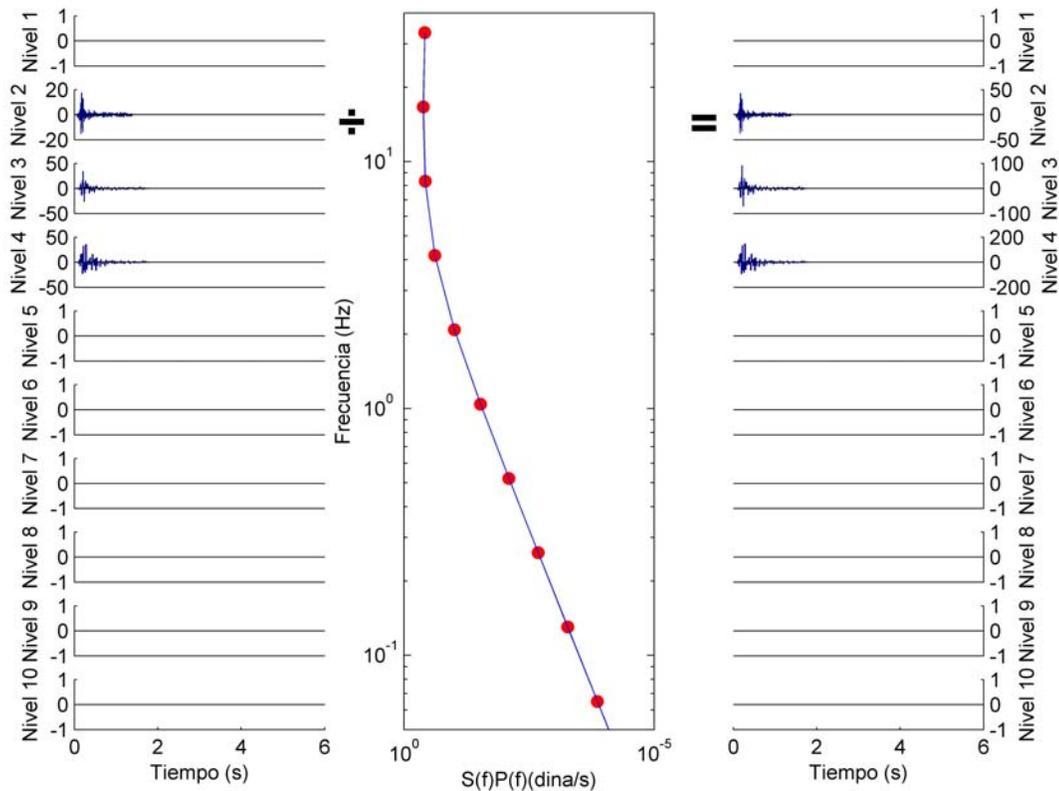


Figura 3.5.- En las gráficas de la columna izquierda se muestran los coeficientes de los distintos niveles de transformación de ondícula de la señal sísmica del sismo del 24 de abril de 1989, registrada en la estación ACAD con componente Este-Oeste. En la de la columna de en medio se representa la fuente multiplicada por el trayecto para el mismo sismo; con puntos rojos se resaltan las frecuencias que equivalen a los niveles de transformación de ondícula. En las de la columna derecha aparece el cociente de los coeficientes de ondícula entre la fuente y el trayecto.

### Similitud entre los grupos

Como los niveles de ruido de las señales sísmicas varían de un sismo al otro, se realizó el cálculo del promedio de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio sólo con los niveles que tuvieron una relación señal-ruido aceptable. La tabla 3.3 indica cuales niveles de transformación de ondícula tuvieron ruido considerable. En las columnas están ordenados los sismos y en las líneas, los niveles de transformación. En el primer renglón aparece la fecha de los sismos, así como el grupo al que pertenecen éstos.

Tabla 3.3 Niveles con relación señal-ruido aceptable. La fecha está en formato (AA/MM/DD)

	89/04/24 (G1)	89/08/17 (G1)	91/03/25 (G1)	90/03/21 (G2)	90/07/09 (G2)	90/07/10 (G2)	90/12/25 (G2)	90/12/14 (G3)	91/10/28 (G3)	89/09/12 (G4)	90/12/02 (G4)
Nivel 1	No										
Nivel 2	Si										
Nivel 3	Si										
Nivel 4	Si										
Nivel 5	No	Si	Si	Si	Si	Si	No	Si	Si	No	No
Nivel 6	No	No	No	Si	Si	No	No	Si	No	No	No
Nivel 7	No										
Nivel 8	No										
Nivel 9	No										
Nivel 10	No										

Con el propósito de tener la mayor cantidad de información posible, se utilizaron todos los niveles de transformación de ondícula que no tuvieran ruido considerable, aún cuando no todos los sismos superaran el nivel de ruido. Por ejemplo, en el grupo 1 vemos que los sismos del 17 de agosto de 1989 y el 25 de marzo de 1991 no mostraron ruido considerable en el nivel 5 de transformación de ondícula, pero el sismo del 24 de abril de 1989 sí lo presentó. Así que, para ese nivel de transformación de ondícula, tomamos el promedio con dos sismos para el grupo 1.

Debido a que la muestra de sismos es muy pequeña (grupos de entre 2 y 4 sismos), decidimos observar las diferencias que existen entre los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio. En la figura 3.6 mostramos el promedio y la desviación estándar, nivel por nivel, de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable usando todos los sismos y el primer nivel de ondícula que si tiene ruido, para mostrar como son los coeficientes con ruido. Las figuras 3.7, 3.8, 3.9 y 3.10 muestran esos mismos resultados para los grupos 1, 2, 3 y 4 respectivamente.

La desviación estándar no es tan grande considerando que tenemos un número limitado de datos.

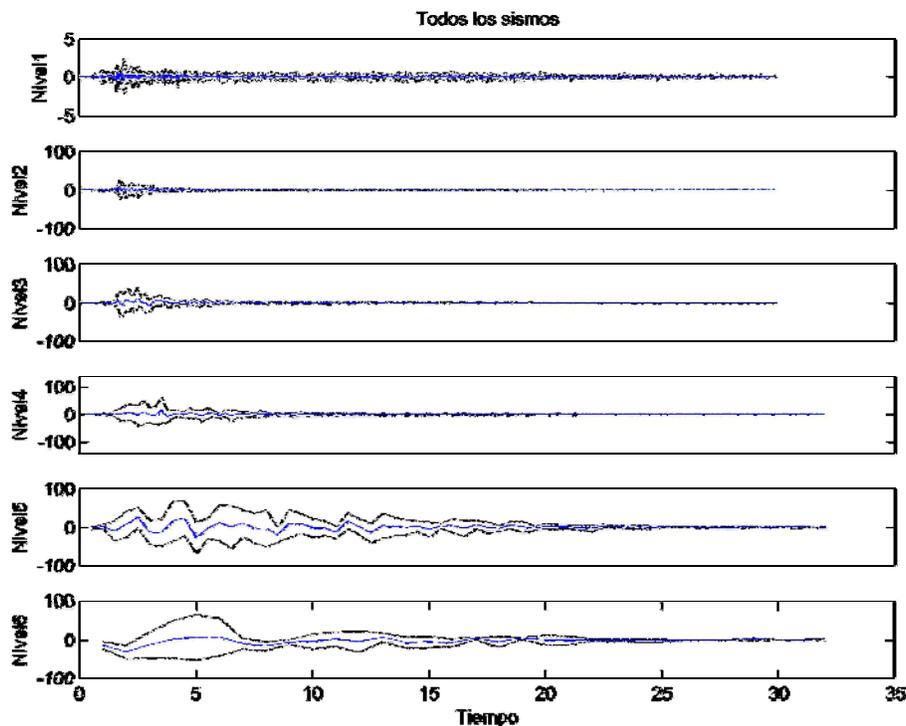


Figura 3.6.- Promedio para cada nivel de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable y el primer nivel de ondícula con ruido, usando todos los sismos (en línea continua). Se muestra con línea punteada el promedio más- menos una desviación estándar.

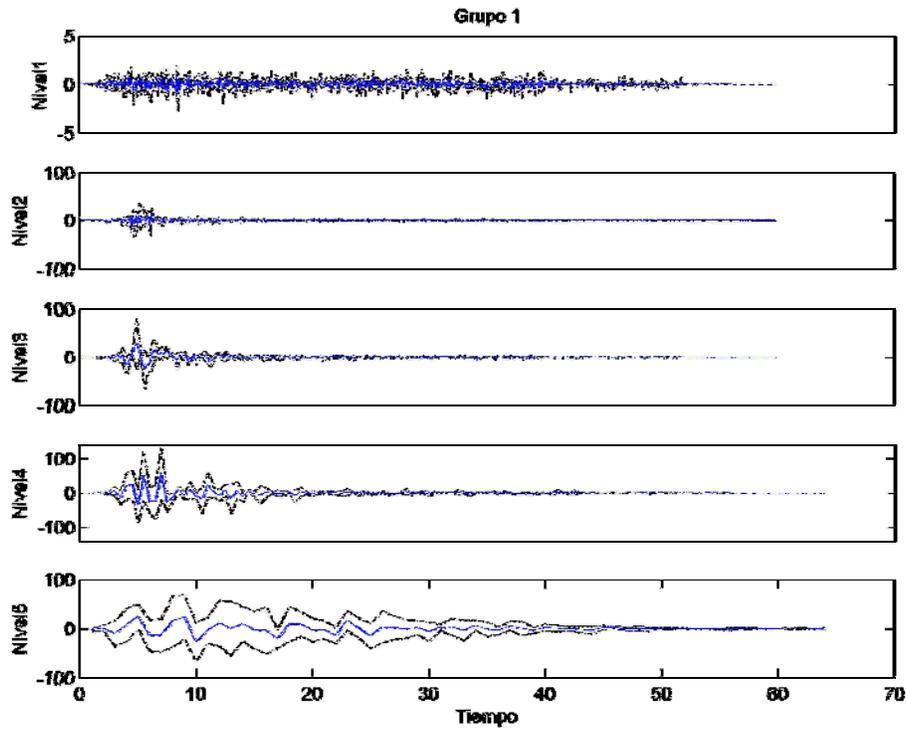


Figura 3.7.- Promedio para cada nivel de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable y el primer nivel de ondícula con ruido, usando sismos del grupo 1 (línea continua). Se muestra con línea punteada el promedio más-menos una desviación estándar.

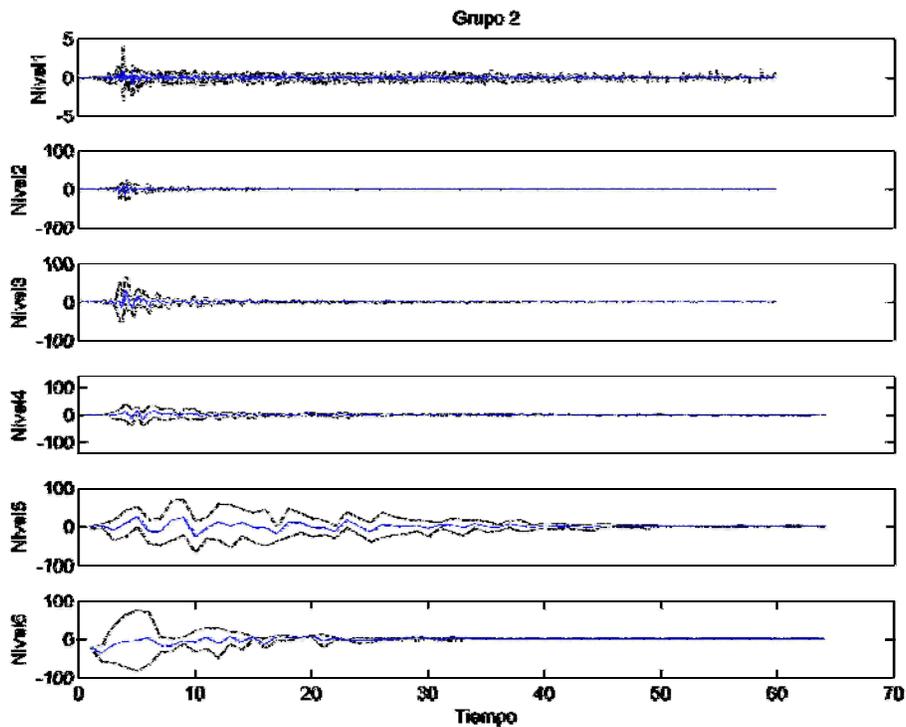


Figura 3.8.- Promedio para cada nivel de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable y el primer nivel de ondícula con ruido, usando sismos del grupo 2 (línea continua). Se muestra con línea punteada el promedio más-menos una desviación estándar.

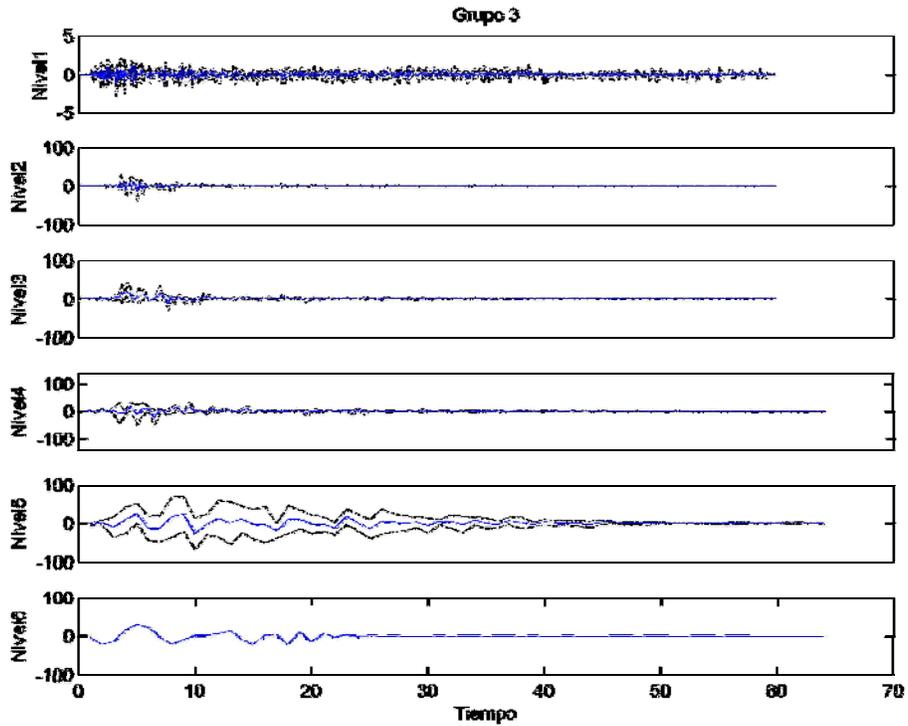


Figura 3.9.- Promedio para cada nivel de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable y el primer nivel de ondícula con ruido, usando sismos del grupo 3 (línea continua). Se muestra con línea punteada el promedio más-menos una desviación estándar.

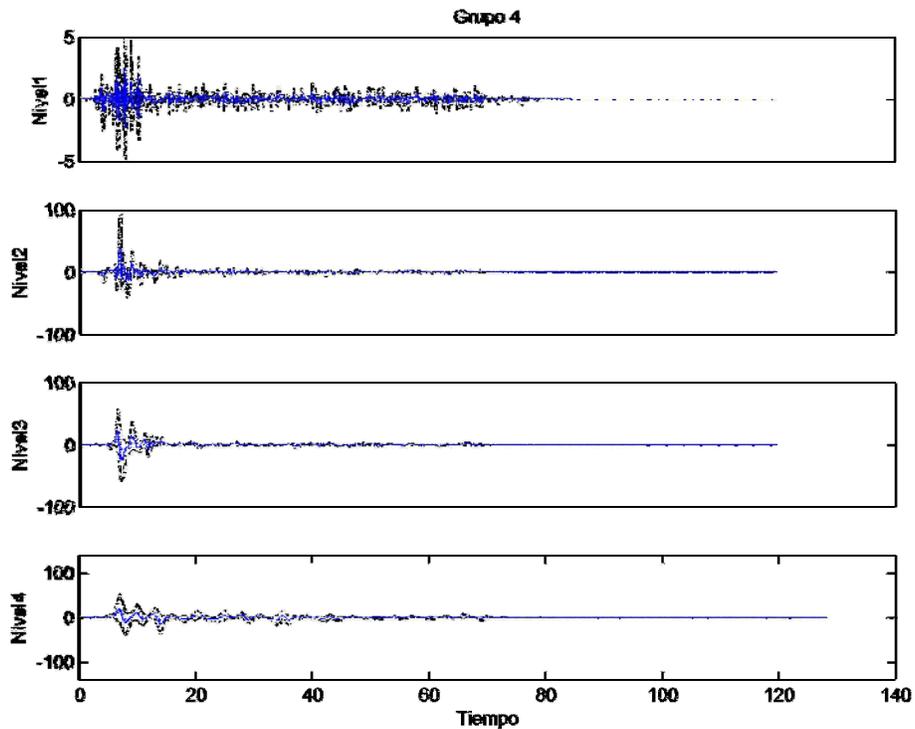


Figura 3.10.- Promedio para cada nivel de los coeficientes de ondícula que no tuvieron ruido considerable y el primer nivel de ondícula con ruido, usando sismos del grupo 4 (línea continua). Se muestra con línea punteada el promedio más-menos una desviación estándar.

### Recuperación de los efectos de sitio residuales.

Hasta ahora hemos calculado la parte estimada de los efectos de sitio con la técnica propuesta por Birgören e Irikura (2005). Ellos tras calcular por primera vez los efectos de sitio estimados, compararon el espectro de Fourier de estos con los efectos de sitio calculados con la técnica MCE. Al compararlos observaron que había diferencias entre ellos. En la figura 3.11 mostramos la comparación entre los efectos de sitio de la estación ACAC, componente Este-Oeste, para sismos del grupo 1, calculados con la técnica de ondícula y los calculados con la técnica (MCE). Como podemos ver, las amplitudes de los efectos de sitio estimados son menores. Recordemos la ecuación 1.17.

$$E_m^{Totales} = E_m^{residuales} + E_m^{estimados}, \quad (3.9)$$

en esta ecuación se utiliza la letra E para representar el espectro de potencias de Fourier. Recordando la relación entre la transformada de ondícula Meyer-Yamada y la transformada de Fourier tenemos:

$$E_j \approx \sum_{k=-\infty}^{\infty} |\alpha_{j,k}|^2 \quad (3.10)$$

Usando esta relación, podemos calcular los efectos de sitio totales usando los coeficientes de ondícula con la ecuación (1.18), que tiene la siguiente forma:

$$E_m^{Totales} = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l}))^2. \quad (3.11)$$

Si aplicamos la ecuación (1.20) y despejamos los efectos de sitio residuales obtenemos:

$$(G(\alpha_{j,k,l})^{residual})^2 = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l}))^2 - \left( \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (G(\alpha_{j,k,l})) \right)^2, \quad (3.12)$$

Podemos ver que, para calcular los efectos de sitio residuales, necesitamos elevar al cuadrado los coeficientes de ondícula. Al aplicar este operador perdemos los signos de los coeficientes de ondícula. Por lo que no podemos regresar al dominio del tiempo directamente. Así que nos vimos en la necesidad de buscar alguna técnica que nos permitiese recuperar los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo. En el presente trabajo se probaron tres técnicas distintas: en una empleamos el concepto de tiempo de retraso de ondas de grupo, en otra utilizamos números aleatorios para generar el signo perdido de los coeficientes de ondícula, por último, usamos una técnica que es una combinación de la técnica propuesta por Boore (1983) y la técnica de ondícula. Estas tres técnicas se explican a continuación.

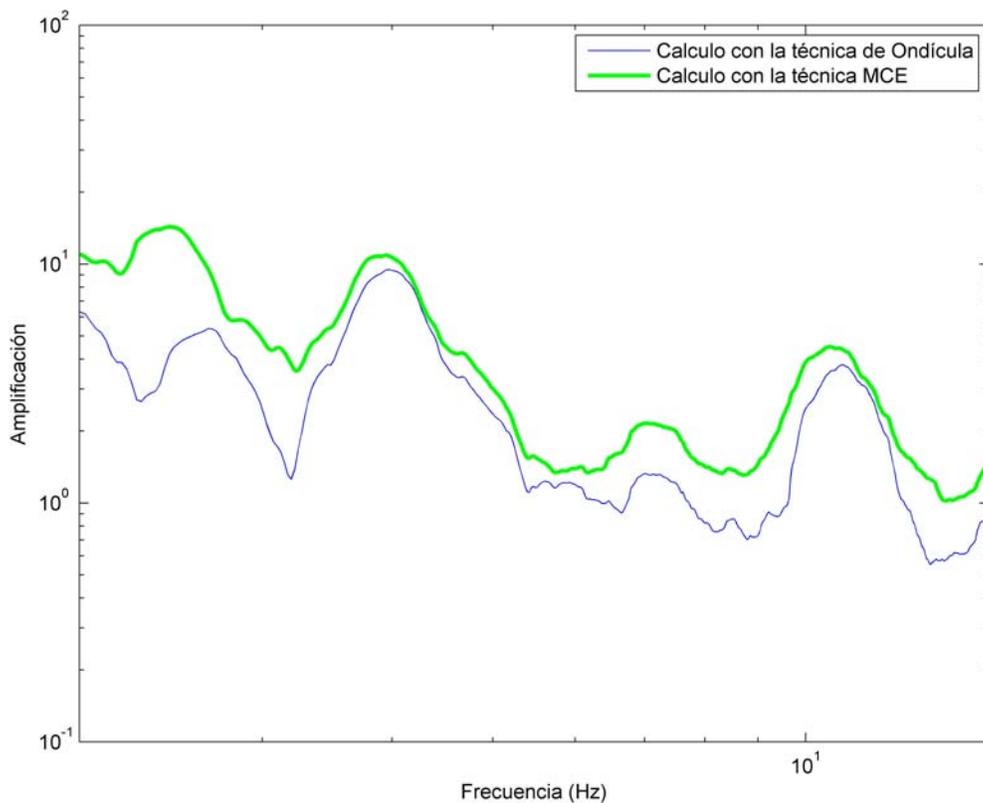


Figura 3.11.- Comparación (en el dominio de Fourier) de los efectos de sitio estimados, usando la técnica de Ondícula (en negro) y los efectos de sitio totales, usando la técnica espectral (en gris). Para sismo del grupo 1 registrados en la estación ACAC, componente E-O.

### **Cálculo del tiempo de retraso de ondas de grupo.**

Birgören (2004) calculó el tiempo de retraso de ondas de grupo ( $T_{gr}$ ) con el análisis de ondícula. El  $T_{gr}$  de una señal puede definirse como la medida del retraso del tiempo introducido en cada componente sinusoidal de la señal para cada frecuencia (Sawada, 1998). El cálculo del  $T_{gr}$  es una herramienta efectiva para extraer el cambio del tiempo (dependiente de la frecuencia) de un grupo de ondas. Esta información es muy importante para conocer las propiedades de la fase de un campo de ondas en una cuenca.

Después de la labor pionera de Ohsaki (1979) sobre las distintas propiedades de la fase del movimiento sísmico, Nigam (1982) derivó la función de densidad de probabilidad de la fase y de las derivadas de la fase, de una clase de procesos aleatorios en los dominios del tiempo y la frecuencia. Katukura *et al.* (1984) demostraron que la distribución del  $T_{gr}$  de una señal es idéntica a la envolvente de su historia en el tiempo. Por lo tanto, la desviación estándar y la media del  $T_{gr}$  suponen la duración del tiempo de la señal y la posición del máximo de la envolvente, respectivamente.

Para poder calcular el  $Tgr$ , la fase tiene que ser una función que crece monótonamente con respecto a la frecuencia. Sin embargo, ya que el espectro de fase ( $\phi(\omega)$ ) se determina en el rango de  $-\pi$  a  $\pi$  ó de 0 a  $2\pi$ , por lo general es necesario modificarla para tener una función creciente. Para lo cual se sustituye el valor absoluto de las fases por su complemento  $2\pi$ . Por lo tanto, el  $Tgr$  puede ser calculado de la siguiente manera:

$$T_{gr}(\omega) = \frac{d\phi(\omega)}{d\omega}. \quad (3.13)$$

Sawada (1998) propuso que el  $Tgr$  de una señal sísmica puede ser representada por la suma del  $Tgr$  generado por la fuente ( $T_{gr}^S(\omega)$ ), por el trayecto ( $T_{gr}^P(\omega)$ ) y por efectos de sitio ( $T_{gr}^G(\omega)$ ).

$$T_{gr}^O(\omega) = T_{gr}^S(\omega) + T_{gr}^P(\omega) + T_{gr}^G(\omega). \quad (3.14)$$

Para sismos de magnitud pequeña a distancias cortas, los  $Tgr$  de la fuente y del trayecto pueden ser considerados despreciables comparados con el  $Tgr$  de los efectos de sitio. Por lo tanto, el cálculo del promedio del  $Tgr$  de una señal refleja el tiempo medio de llegada de las ondas de grupo debido a los efectos de sitio.

Con el  $Tgr$  podemos estimar las características comunes del retraso en el tiempo de las ondas de grupo para ciertas frecuencias, a partir del análisis de datos disponibles en varios sitios de una cuenca. Entonces podemos usar esta estimación como los retrasos del tiempo de ondas de grupo para eventos de los que no tenemos datos. Por lo tanto, la obtención del retraso en el tiempo de las ondas de grupo nos permite conocer el espectro de fase de los efectos de sitio. Por lo que podemos calcular la respuesta compleja de sitio en un punto de interés multiplicando la amplitud de un sitio dado y el espectro de fase como se explica en Beauval *et al.* (2003). El espectro de fase se obtiene de:

$$G(\phi(\omega)) = \int_0^{\omega} G(T_{gr}(\omega)) d\omega. \quad (3.15)$$

donde  $G(\phi(\omega))$  es la fase de los efectos de sitio y  $G(T_{gr}(\omega))$  es el  $Tgr$  de los efectos de sitio. El espectro de Fourier de los efectos de sitio se obtiene de:

$$G(F(\omega)) = G(A(\omega)) \cdot e^{iG(\phi(\omega))}, \quad (3.16)$$

donde  $G(F(\omega))$ ,  $G(A(\omega))$ ,  $G(\phi(\omega))$  denota la respuesta de sitio compleja, el espectro de amplitud y el de fase, respectivamente.

El promedio y la desviación estándar del  $Tgr$  puede ser calculado en cada frecuencia usando las funciones de ventanas de frecuencia propuestas por Sawada (1998), o para cada nivel de ondícula, siguiendo a Sato *et al.* (2001). De esta forma se introdujo otro método de cálculo para estimar el promedio del  $Tgr$  de una señal: usando el análisis de ondícula. Sabemos que los coeficientes de la transformada de ondícula Meyer-Yamada tienen una relación directa con el espectro de potencias de una señal (ecuación 1.11). Entonces, cada componente de ondícula conserva la información del  $Tgr$  para cada nivel de ondícula. El tiempo correspondiente a la amplitud máxima de las componentes de ondícula representa el promedio del  $Tgr$  de la banda de frecuencias definida en la ecuación (1.12).

Para comprobar la viabilidad del método utilizamos una señal teórica. En la figura 3.12 mostramos una señal de barrido y sus componentes de ondícula. También graficamos el  $Tgr$  de la señal contra las frecuencias. Con una línea continua indicamos el  $Tgr$  calculado a partir de la derivación del espectro de fase desenrollado (ecuación 3.13), los asteriscos son el  $Tgr$  calculada con la transformada de ondícula para cada nivel de transformación. En las gráficas que están del lado derecho se muestra la descomposición de ondícula de la señal y los valores estimados del  $Tgr$  para cada nivel. Cada punto marca la amplitud máxima de la componente de ondícula (en asteriscos) para cada nivel de ondícula.

La ventaja de este método es que no es necesario conocer el signo de los coeficientes de ondícula, puesto que el  $Tgr$  es calculado con el valor máximo de los coeficientes de ondícula de cada nivel. Por tal motivo, nos debería permitir recuperar los efectos de sitio residuales pese a haber perdido el signo de sus coeficientes de ondícula. Pero esto no fue posible, pues, como podemos ver en la figura 3.13, por debajo de 3 Hz no presentan una tendencia clara, por tanto, no se puede recuperar de esta manera la señal en el tiempo. En las demás estaciones y componentes obtuvimos resultados similares. Por lo que no es posible utilizar este método en nuestros datos.

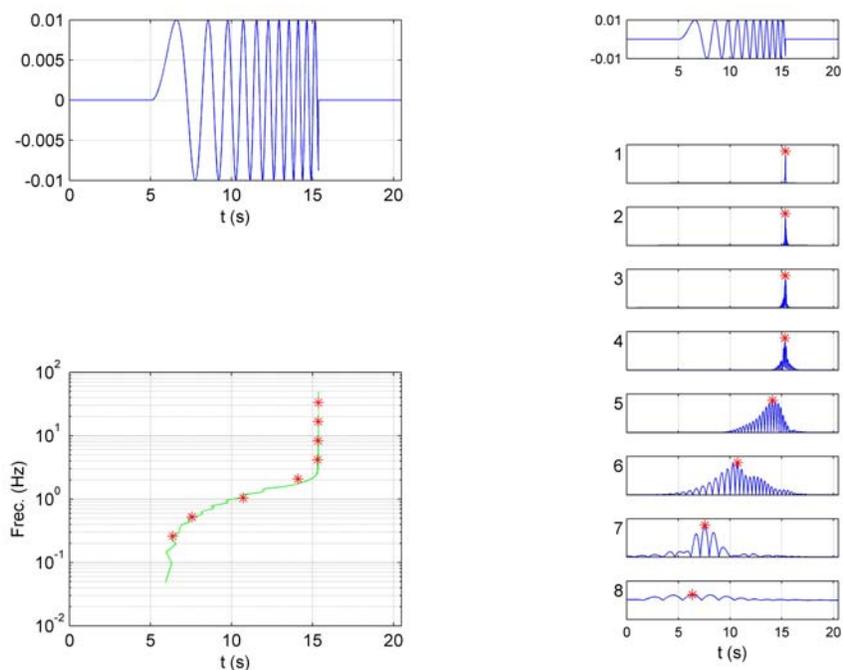


Figura 3.12.- En las gráficas de la izquierda se muestra una función de barrido y el promedio del  $Tgr$  obtenido a partir de derivar el espectro de fase desenrollado (línea). Del lado derecho aparece la descomposición de ondícula de la función de barrido y los valores del promedio del  $Tgr$  (asteriscos) para cada nivel. Esos valores se registran también en la gráfica tiempo-frecuencia (asteriscos) para comparar resultados.

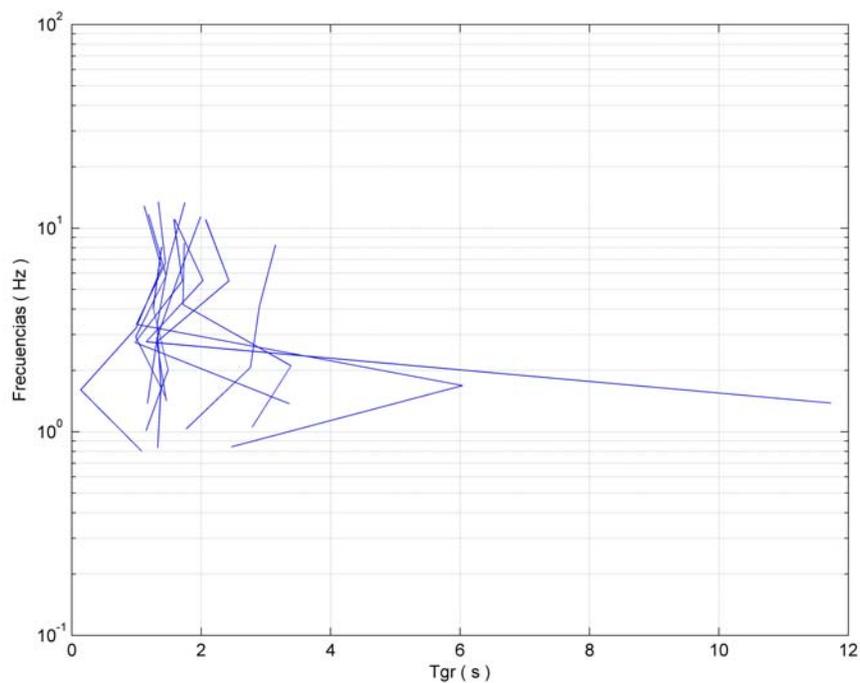


Figura 3.13.- En la gráfica se muestran los valores del promedio del  $Tgr$ , de los efectos de sitio estimados de los once sismos utilizados, para la componente Norte-Sur de la estación ACAD.

### Recuperación de los signos de los coeficientes de ondícula con una técnica aleatoria.

Otra solución propuesta fue un vector de ruido blanco normalizado, del mismo tamaño que el vector de coeficientes de ondícula, del cual sólo usamos los signos para efectuar la multiplicación, término a término por el vector de coeficientes de ondícula. A continuación se calcula la transformada inversa de ondícula para obtener la parte residual de los efectos de sitio en el dominio del tiempo. Debido a que estamos incorporando un elemento aleatorio, es necesario realizar varias veces el proceso de generación de ruido blanco con distintas semillas y calcular el promedio de todos los coeficientes. En la figura 3.14 mostramos el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio obtenidos con la técnica MCE, así como la suma del espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio estimados mas los efectos residuales. Éstos fueron calculados con la técnica explicada anteriormente. Los efectos de sitio presentados en la figura 3.14 son de la estación ACAC, componente Este-Oeste, para sismos del grupo 1. Como podemos ver con la ecuación (1.17), esta relación no se está cumpliendo totalmente, aunque tenemos un buen ajuste a ella. Por tal motivo, decidimos investigar otra técnica que diera mejores resultados.

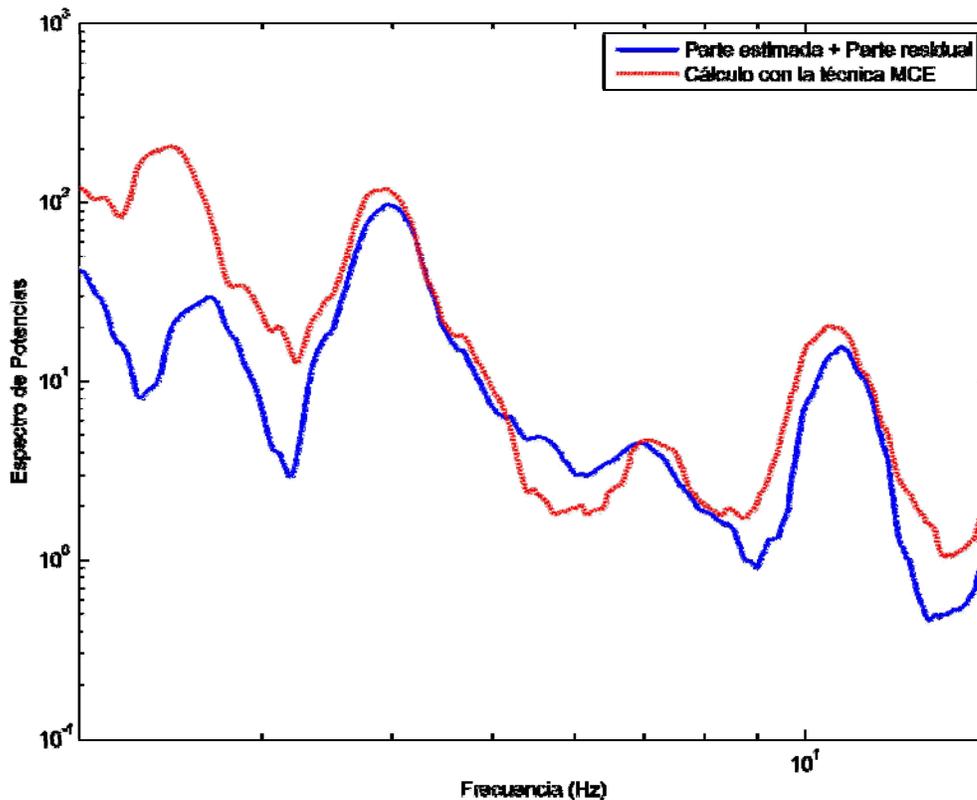


Figura 3.14.- En la gráfica se muestra el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio, calculados con la técnica MCE (en gris), y la suma de los espectros de potencias de Fourier de la parte estimada y la residual de los efectos de sitio (en negro). Para sismos del grupo 1 registrados en la estación ACAC, componente E-O.

### **Técnica híbrida usando la técnica antes propuesta y la técnica formulada por Boore (1983).**

Con la técnica aleatoria antes planteada, podemos regresar al dominio del tiempo la parte residual. Sin embargo, ésta no cumple cabalmente la ecuación (1.17) como se mostró en la figura 3.14. Los efectos de sitio estimados y residuales deben cumplir dicha ecuación. Despejando:

$$E_m^{residuales} = E_m^{Totales} - E_m^{estimados}, \quad (3.16)$$

Es posible entonces conocer el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio residuales, puesto que conocemos el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio estimados y totales. Necesitamos una técnica que nos permita regresar al dominio del tiempo una señal de la que sólo conocemos el espectro de amplitudes de Fourier.

La parte de la técnica de Boore (1983) que nos interesa es la forma en que recupera una señal contando sólo con esas variables. Esta parte de la técnica consiste en generar ruido blanco en el dominio del tiempo. La característica por la cual se le llama ruido blanco es que contiene a todas las frecuencias con la misma amplitud. Así, el espectro de amplitudes de Fourier de una señal de ruido blanco será una línea recta paralela al eje de las frecuencias. Si este ruido tiene media cero y desviación estándar con valor de uno, entonces el espectro de amplitudes de Fourier será una recta paralela al eje de las frecuencias de amplitud uno. Esto nos conviene pues, al multiplicarlo por el espectro conocido, nuestro espectro de ruido blanco será igual a este último. Pero, como del ruido blanco no sólo tenemos el espectro de amplitudes sino también el espectro de fase, podemos por consiguiente regresar al dominio del tiempo la nueva señal. Boore (1983) propone aplicar una ventana que le da forma (VF) a las amplitudes de la señal de ruido blanco con el propósito de que su fase sea modificada y tenga una forma controlada por nosotros.

Como conocemos el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio residuales, y sí conocemos la VF, es posible recuperar la señal en el dominio del tiempo. Se emplea la técnica aleatoria para recuperar los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo. Calculamos la envolvente de estos efectos de sitio con la transformada de Hilbert (Taner *et al.* 1979). Usamos esta envolvente para modificar el ruido blanco de forma preliminar para facilitar su manejo con la técnica de Boore (1983). De esta forma recuperaremos los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo que contengan la mayor cantidad de información posible.

La técnica consiste, en generar signos aleatorios para emplearlos con los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio residuales, calcular la transformada inversa de ondícula con los resultados y así obtener los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo. Luego calculamos la envolvente de esta señal, generamos ruido aleatorio y usamos la envolvente como VF del ruido blanco. A esta señal de ruido blanco le aplicamos la transformada de Fourier. Calculamos también el espectro de potencias de Fourier de los efectos de sitio residuales, utilizando la ecuación (3.16). Multiplicamos el espectro de amplitudes de Fourier de la señal de ruido blanco con el espectro obtenido de la ecuación (3.16). Aplicamos la anti transformada de Fourier para obtener la señal en el tiempo, le aplicamos la transformada de ondícula y utilizamos los signos de los coeficientes en los coeficientes de los efectos de sitio residuales para calcular la antitransformada de ondícula y regresar al dominio del tiempo. Esta nueva señal posee la mayor cantidad de información obtenida hasta el momento.

Para probar esta técnica, hicimos un experimento utilizando una señal sísmica a la que aplicamos la transformada de ondícula y nos quedamos con el valor absoluto de sus coeficientes. De este modo, estamos simulando nuestra situación, puesto que conocemos los coeficientes de ondícula, sin conocer su signo, y el espectro de amplitudes de Fourier de la señal. A esta información le aplicamos la técnica propuesta para poder comparar la señal original con la recuperada mediante esta técnica. Los resultados de este experimento se muestran en la figura 3.15.

Como podemos ver en esta figura, con la técnica híbrida recuperamos las amplitudes y la forma en el tiempo de la señal original de una forma aceptable. Esto se muestra en la gráfica de la izquierda, en la cual aparece, la señal original en negro y en gris, la señal recuperada.

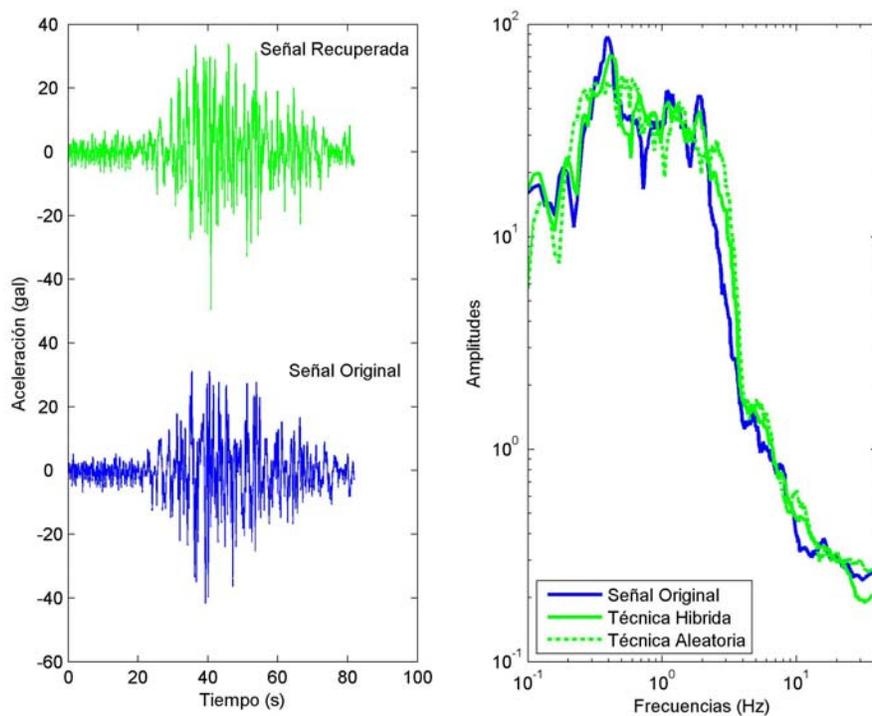


Figura 3.15.- En la gráfica de la izquierda aparece la señal original (en negro) y la recuperada con el método híbrido (en gris). En la gráfica de la derecha se muestra el espectro de amplitudes de Fourier de la señal original (línea negra), de la señal recuperada con el método híbrido (línea gris) y de la señal recuperada con el método aleatorio (línea gris punteada).

En la gráfica derecha de la figura 3.15 se muestran los espectros de amplitudes de Fourier. Podemos ver en esta gráfica que con la técnica híbrida, recuperamos mejor el espectro de amplitudes que con la técnica aleatoria. Con línea gris se representa la señal recuperada con la técnica híbrida, Ésta se asemeja más a la señal original (línea negra) que a la señal recuperada con la técnica aleatoria (línea gris punteada). Para tener un mejor parámetro de comparación, hicimos un cociente espectral entre el espectro original y los espectros de la técnica aleatoria. En la figura 3.16 podemos ver estos cocientes, donde queda más claro que la técnica híbrida recupera mejor la señal original. Con este ejercicio es posible estar más seguros de los efectos de sitio residuales obtenidos en este trabajo. En el siguiente capítulo analizaremos los efectos de sitio residuales recuperados con

esta técnica. En la figura 3.17 se muestra la técnica (de forma esquemática) para recuperar los efectos de sitio residuales.

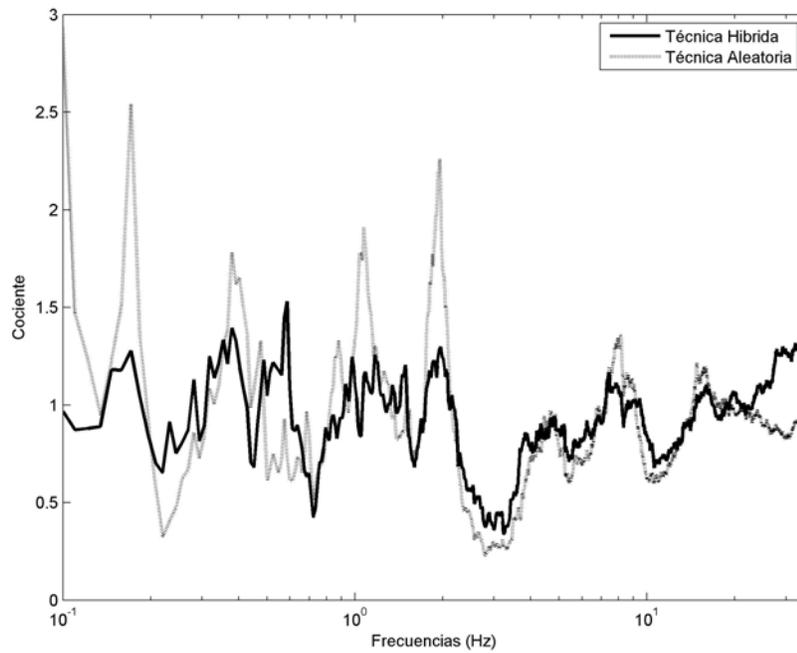


Figura 3.16.- En la gráfica mostramos el cociente espectral entre el espectro original y los espectros tanto de la técnica híbrida (línea oscura) como el de la aleatoria (línea clara).

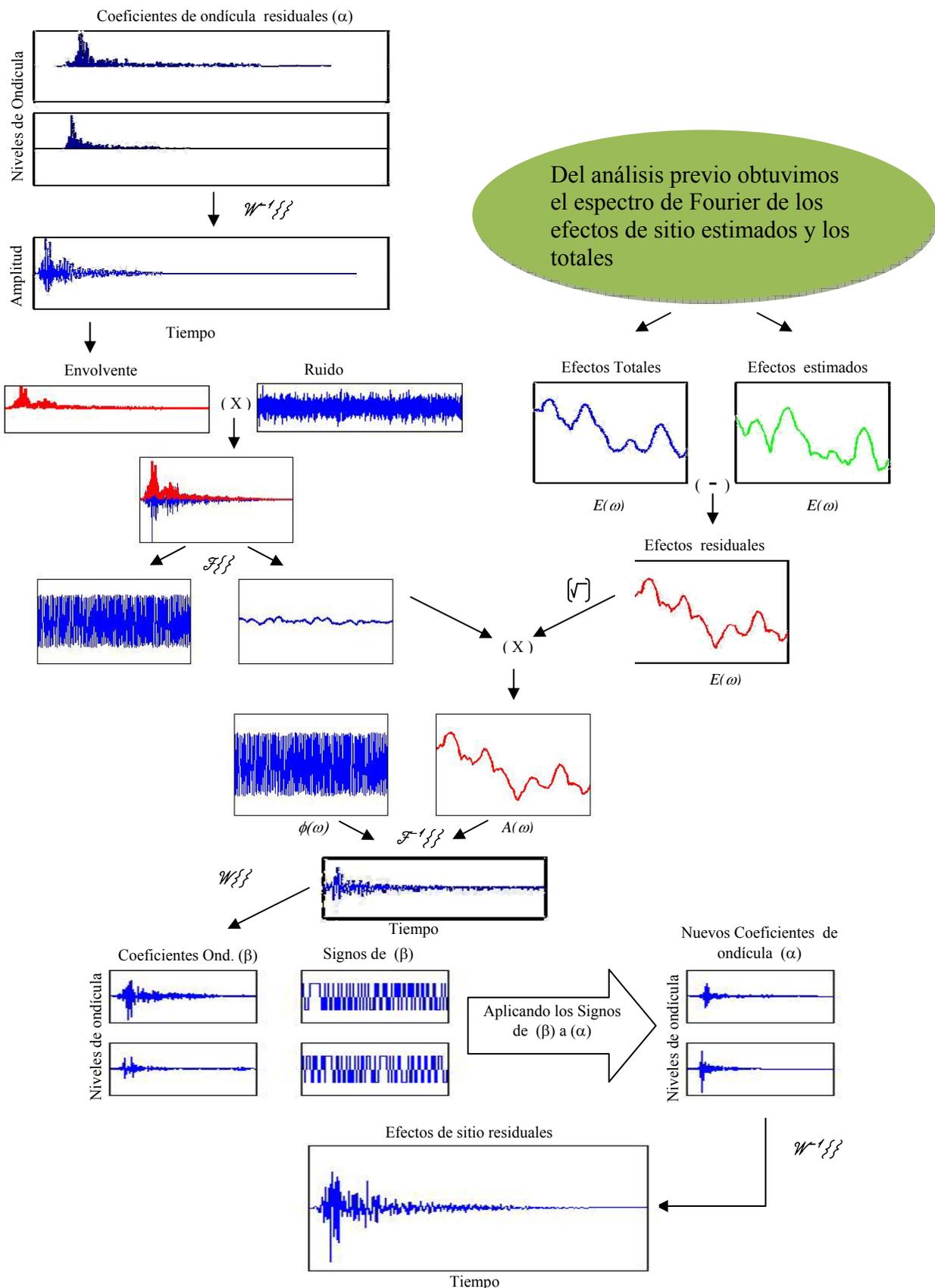


Figura 3.17.- Explicación esquemática de la técnica para recuperar los signos de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio residuales.

# CAPÍTULO IV

## RESULTADOS

El interés principal de esta tesis fue desarrollar la técnica explicada en el capítulo anterior, pues ésta no existía antes de este trabajo.

Por definición los efectos de sitio son iguales independientemente del lugar donde ocurrieron los sismos que los generaron. Esta idea es necesario recalcarla pues consideramos que es un factor importante para analizar nuestros datos. Podemos notar en la figuras 4.1 y 4.2 en la componente este-oeste y norte-sur de la estación ACAD, que sus efectos de sitio estimados son similares. Con lo cual los resultados para esta estación son consistentes con la definición de efectos de sitio. En el resto de las estaciones notamos que el parecido de sus efectos de sitio estimados no es tan bueno como el de la estación ACAD, pero podemos ver en dichas gráficas que definitivamente los efectos de sitio estimados de cada estación guardan cierto parecido entre ellos. Por ejemplo podemos ver que en la estación ACAC hay algunas ondas con un periodo medio largo a partir de los dos segundos. En el grupo 4 no es tan claro esto ya que tanto el tercer como el cuarto grupos contienen sólo dos sismos cada uno. En ninguna otra estación se repiten formas de onda como esta. En la estación ACAP, a su vez, tenemos ondas de periodo muy corto a partir del primer segundo y durante aproximadamente dos segundos, característica que tampoco se repite en otra estación. Por último, en la estación ACAZ encontramos ondas de periodo corto durante aproximadamente cuatro segundos después del primer segundo. Al igual que en la estación ACAP estas formas de onda no las vemos repetidas en ninguna otra. Este diferente comportamiento de las ondas en cada estación, que sin embargo muestra congruencia al interior de los diferentes grupos es el esperado y nos muestra la influencia, en el dominio del tiempo, del periodo natural de vibración de los distintos tipos de suelo que hay debajo de cada una de aquéllas.

Hemos calculado el tiempo de movimiento intenso de los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo. Para este cálculo utilizamos la acumulación de la energía de la señal representado por la integral del cuadrado de la misma. Esta definición está relacionada a la intensidad de Arias (Arias, 1970). El tiempo de movimiento intenso lo calculamos como el intervalo entre el tiempo en el cual el 5% y el 95% de la intensidad de Arias es alcanzado (Trifunac y Brady, 1975). Calculamos este tiempo de movimiento intenso para la suma vectorial de los efectos de sitio estimados en las cuatro estaciones, ACAC, ACAD, ACAP y ACAZ. Estos se muestran en la figura 4.3.

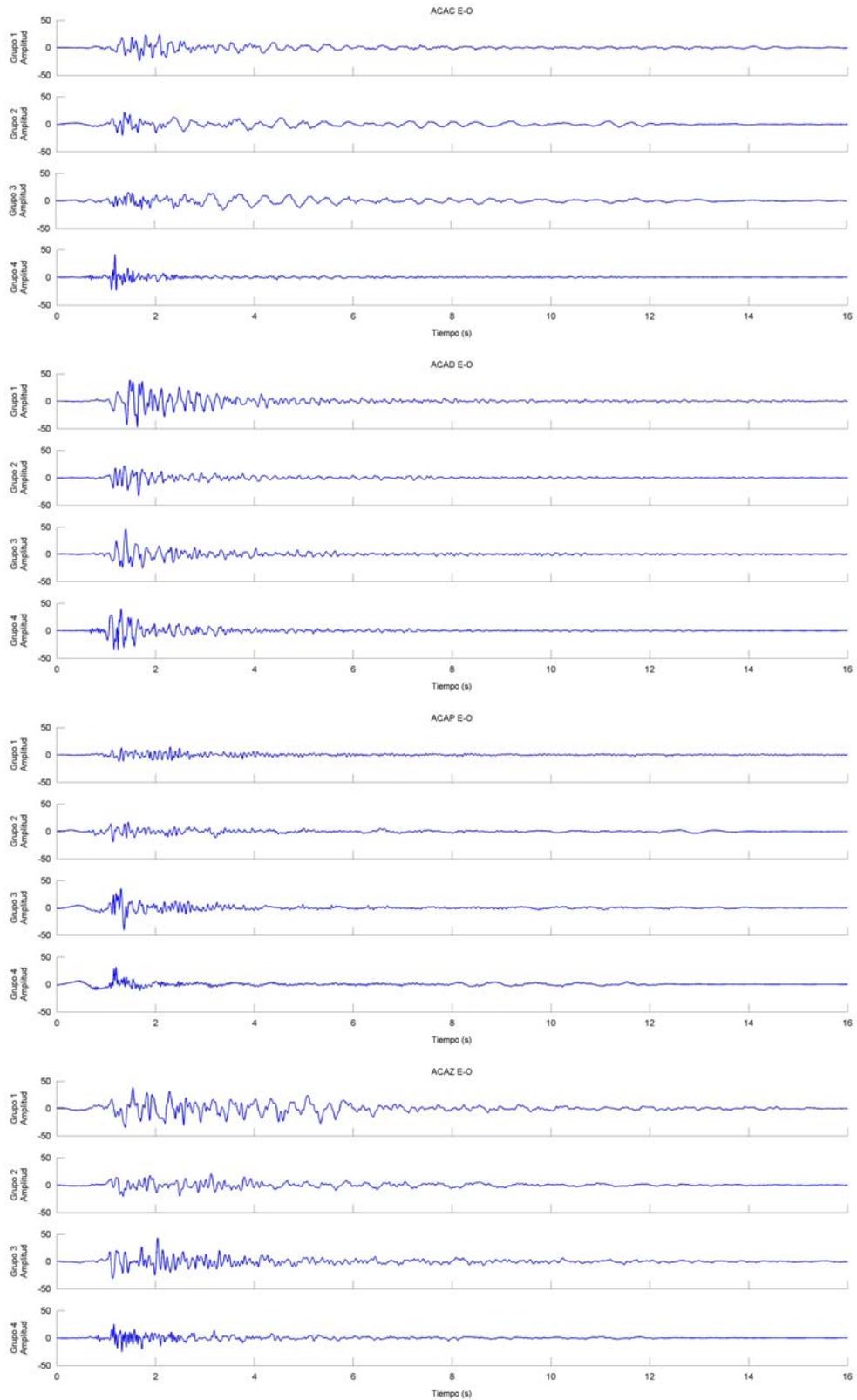


Figura 4.1 En la gráfica se muestran los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo, para las componentes este-oeste de las estaciones ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio.

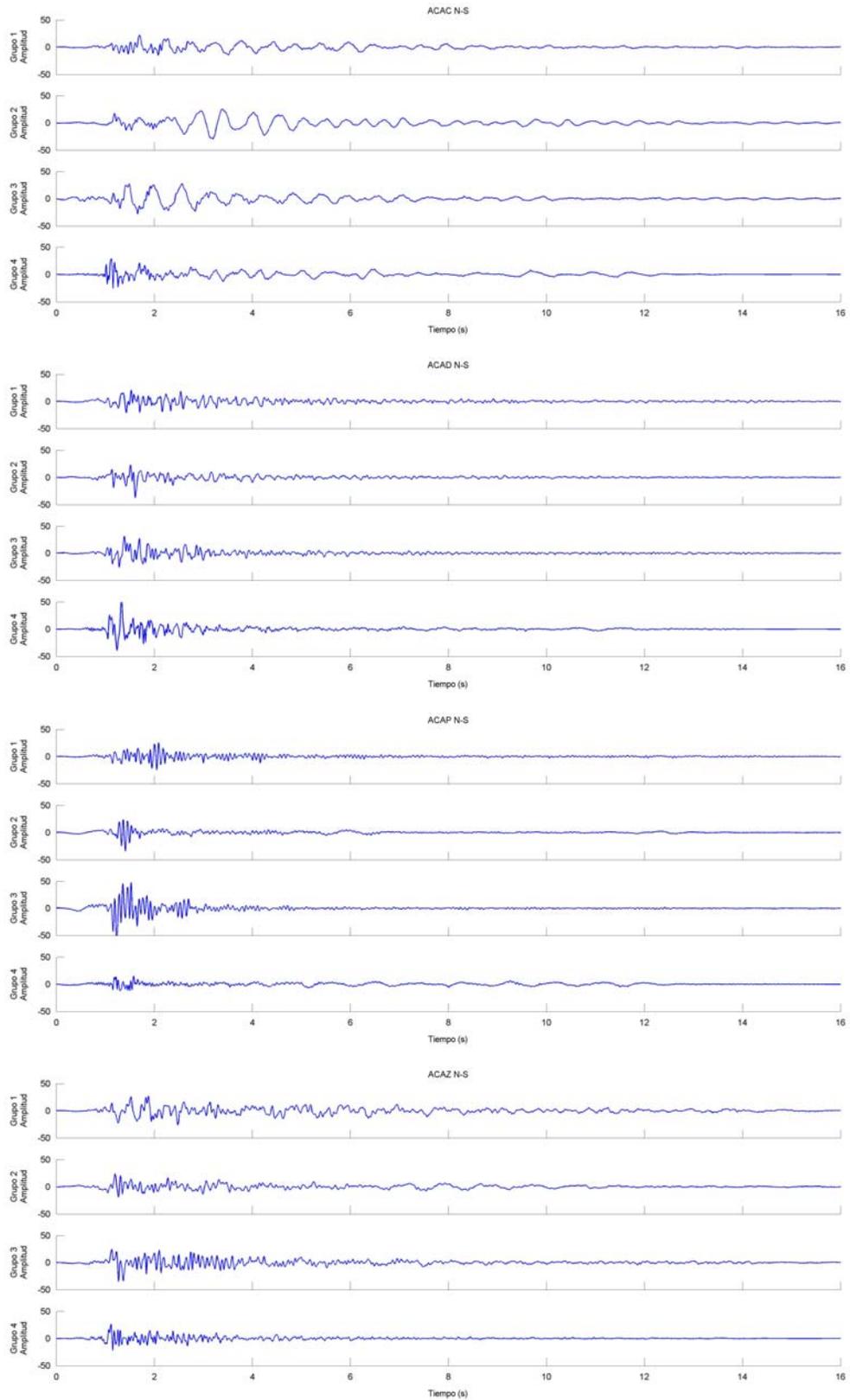


Figura 4.2 En la gráfica se muestran los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo, para las componentes norte-sur de las estaciones ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio.

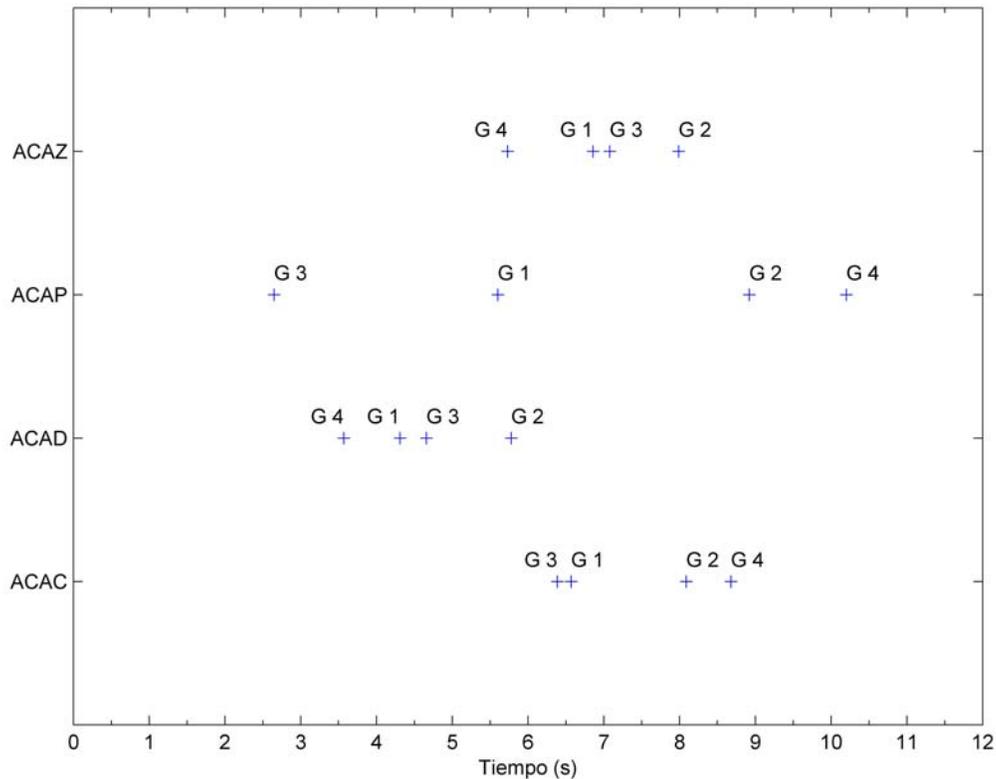


Figura 4.3 En la gráfica se comparan los tiempos de movimiento intenso (cruz), por grupo, de las estaciones ACAD, ACAC, ACAP y ACAZ, de la suma vectorial de las componentes N-S y E-O, de los efectos de sitio estimados.

En la figura 4.3 podemos ver que los tiempos de movimiento intenso son similares en las estaciones que están en suelos blandos (ACAC, ACAD, ACAZ) y es disperso en la estación en roca (ACAP).

Los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo no han sido estudiados ampliamente. Pero su espectro de Fourier debe ser igual a un cociente espectral. Por esta razón decidimos comparar nuestros resultados con los obtenidos con cocientes espectrales (Figura 4.4); de registros sísmicos (Gutierrez y Singh, 1992), así como de funciones de transferencia de registros de ruido (Chávez-García y Cuenca, 1998). Nuestros resultados son similares a los obtenidos en estos dos trabajos. Podemos ver por ejemplo que en la estación ACAC en la componente E-O se tienen los periodos dominantes en las mismas frecuencias e incluso las amplificaciones son bastante similares a las obtenidas por Chávez-García y Cuenca (1998). Para la estación ACAD tenemos también periodos dominantes y amplificaciones bastante similares. Para la estación ACAP que presenta muy pocos efectos de sitio y no fue estudiada por Gutierrez y Singh (1992), tenemos resultados aceptables sobre todo en amplificaciones. Ambos estudios coinciden en que esta estación prácticamente no muestra efectos de sitio y en el rango de frecuencias de estudio nuestros resultados son aceptables. Por último para la estación ACAZ se tienen nuevamente resultados bastante similares a los de Chávez-García y Cuenca (1998) en amplitud pero con los picos bien marcados y coincidentes con los obtenidos por Gutierrez y Singh (1992).

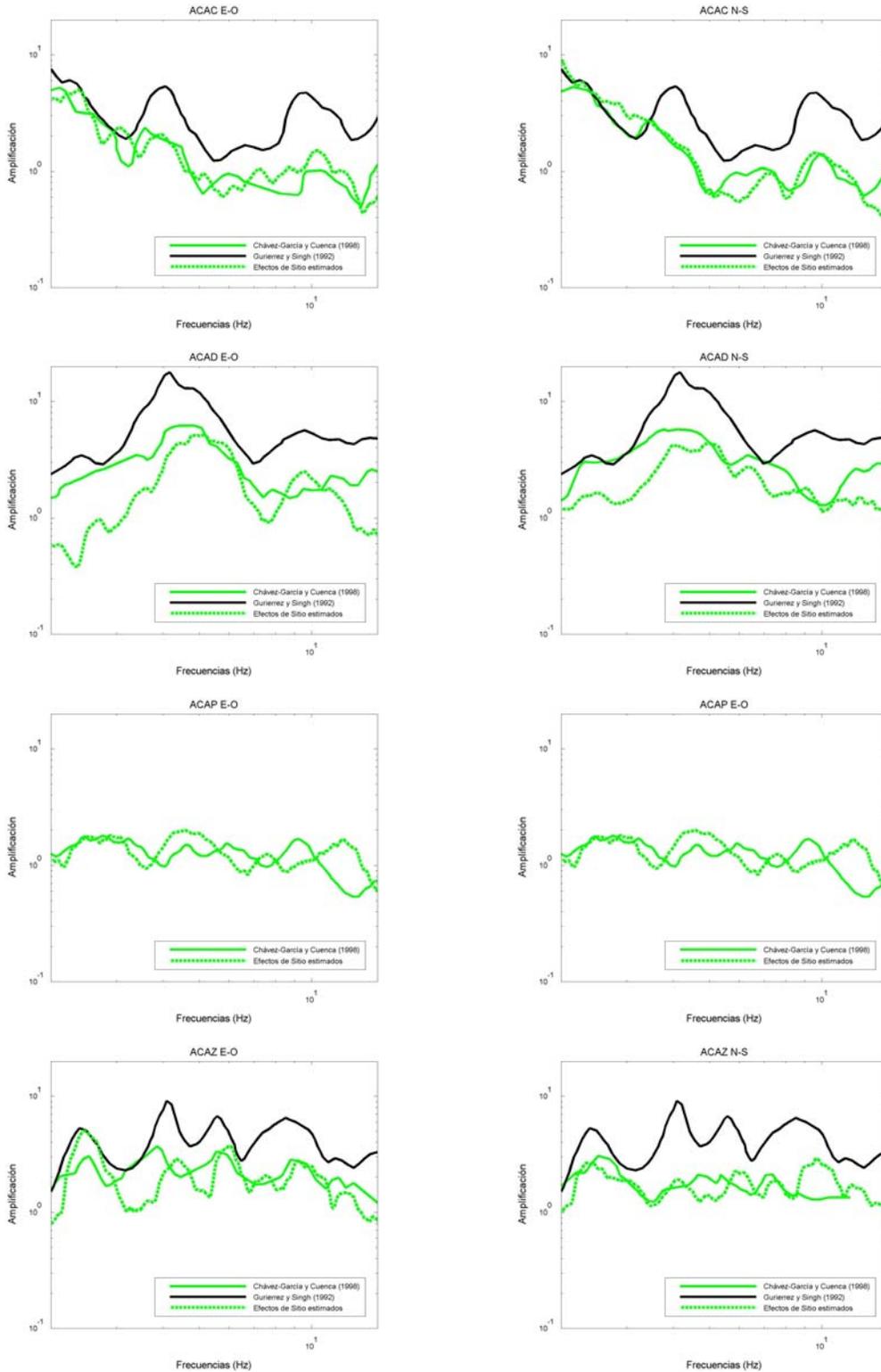


Figura 4.4 En la gráfica se comparan los espectros de Fourier de las estaciones ACAD, ACAC, ACAP y ACAZ, de las componentes N-S y E-O, de los efectos de sitio estimados obtenidos en el presente trabajo (Línea punteada gris), con los obtenidos por Chávez-García y Cuenca (1998) (Línea gris) y los obtenidos por Gutiérrez y Singh (1992) (Línea negra), los datos de estos dos trabajos fueron digitalizados.

Por su definición, los efectos de sitio residuales nos muestran las diferencias entre los efectos de sitio estimados y los efectos de sitio totales. Estas diferencias pueden ser atribuidas a la forma tridimensional de la cuenca en estudio (ACAD y ACAC están dentro de una cuenca). Por lo que esperaríamos que la forma de los efectos de sitio fueran similares dependiendo de la posición de la fuente. Dicho en otras palabras consideramos la hipótesis de que la dirección de arribo de las ondas sísmicas con respecto a una cuenca influye en el comportamiento de los efectos de sitio residuales.

Los efectos de sitio residuales de cada grupo se deben parecer independientemente de las estaciones si estas se encuentran en la misma cuenca. Por ello mostramos los efectos de sitio residuales, de cada estación reunidos por grupo en las figuras 4.5 y 4.6. Como podemos ver en estas figuras, en los grupos 1 y 2 la duración de los efectos de sitio residuales es mayor que la de los grupos 3 y 4. En cuanto a rasgos más específicos, estaríamos hablando de estructuras más locales, como por ejemplo en el grupo 3 en la componente Norte-Sur, entre los segundos 1 y 3 predominan ondas de periodo corto. De igual manera se pueden identificar rasgos específicos en el comportamiento de los efectos residuales de los demás grupos. Esto queda más claro en el siguiente análisis.

En las figuras 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10 se muestran espectrogramas de los efectos de sitio residuales. En las figuras 4.7 y 4.9 podemos ver que los efectos de sitio residuales de las estaciones ACAC y ACAD para el grupo 1, tienen un comportamiento semejante en cuanto a la distribución de las amplitudes con el tiempo. Estas se concentran en ambos casos entre 0 y 7 segundos con frecuencias entre los 0 y 20 Hz. Esto discrepa del comportamiento observado para estas mismas estaciones. En el grupo 2 donde las amplitudes se distribuyen casi uniformemente en toda la ventana de 16 segundos con frecuencias entre los 0 y 20 Hz. Los espectrogramas para la estación ACAD de la componente Este-Oeste varían entre el los cuatro grupos.

Es importante aclarar que en las gráficas de los efectos de sitio, tanto estimados como residuales, hemos llamado amplificación al eje de las ordenadas porque los efectos de sitio fueron obtenidos tras remover la fuente y el trayecto, con lo cual, lo que permanece es la amplificación que sufrirían las ondas que inciden en cada estación.

En el apéndice 1 se muestran las gráficas de los efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo para todas las estaciones, grupos y componentes. Llamamos efectos de sitio totales a la suma en el dominio del tiempo de los efectos de sitio estimados e residuales. En estas gráficas también se muestran los espectros de Fourier de los efectos de sitio estimados, residuales y los obtenidos por el método espectral para todas las estaciones, grupos y componentes. En muchas de estas gráficas podemos observar que los efectos de sitio residuales no son continuos. Esto sucede cuando los efectos de sitio estimados son mayores que los obtenidos por el método espectral. Al evaluar la ecuación (3.12) se obtienen valores imaginarios. Esto sucedió únicamente con algunos efectos de sitio residuales. Dado el reducido número de eventos la estimación falla generando amplitudes que no cumplen con la ecuación (1.17), en algunas frecuencias. Para poder aplicar la técnica híbrida decidimos sustituir las raíces complejas con ceros.

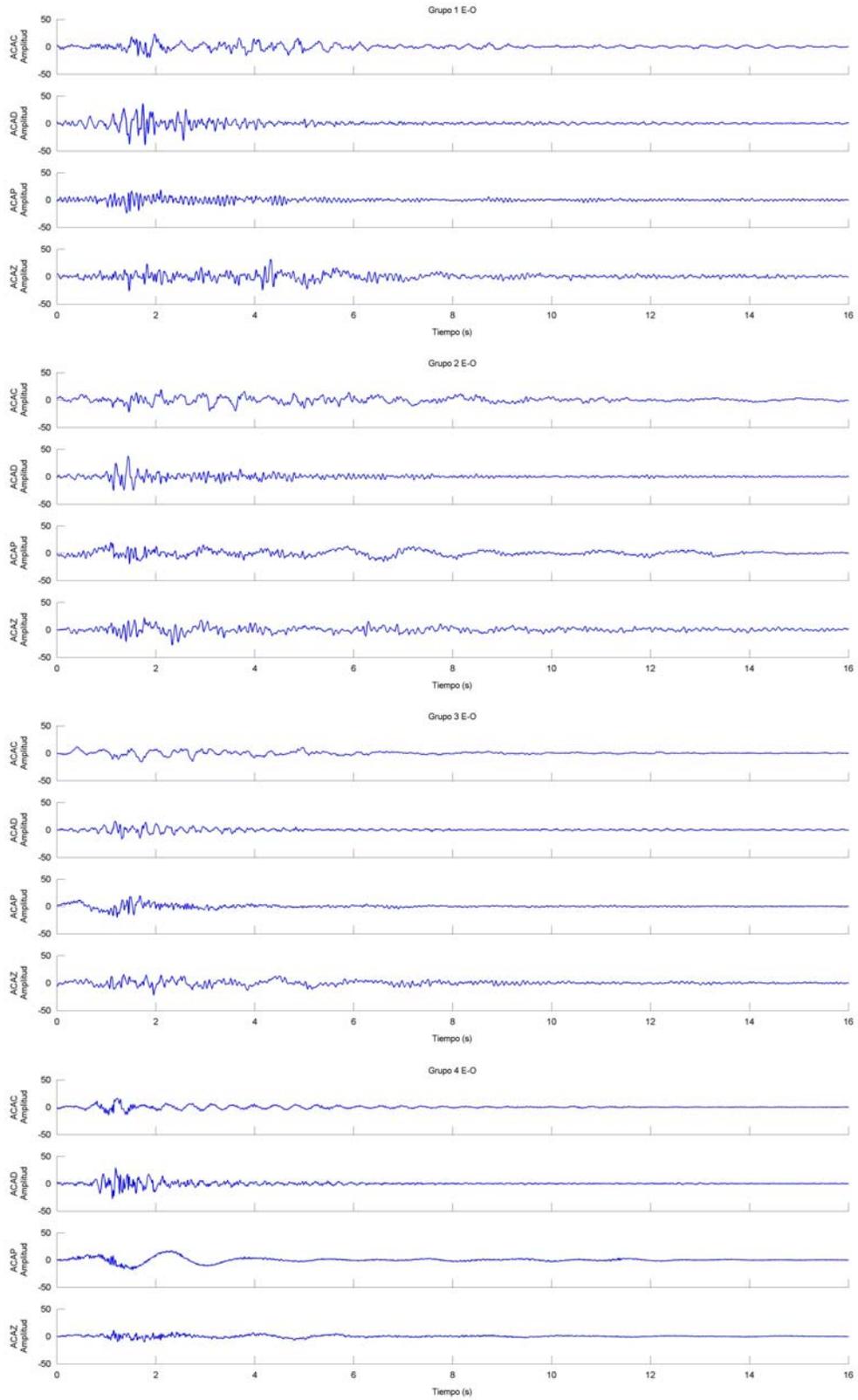


Figura 4.5 En la gráfica se muestran los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo, para las componentes este-oeste de las estaciones ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio.

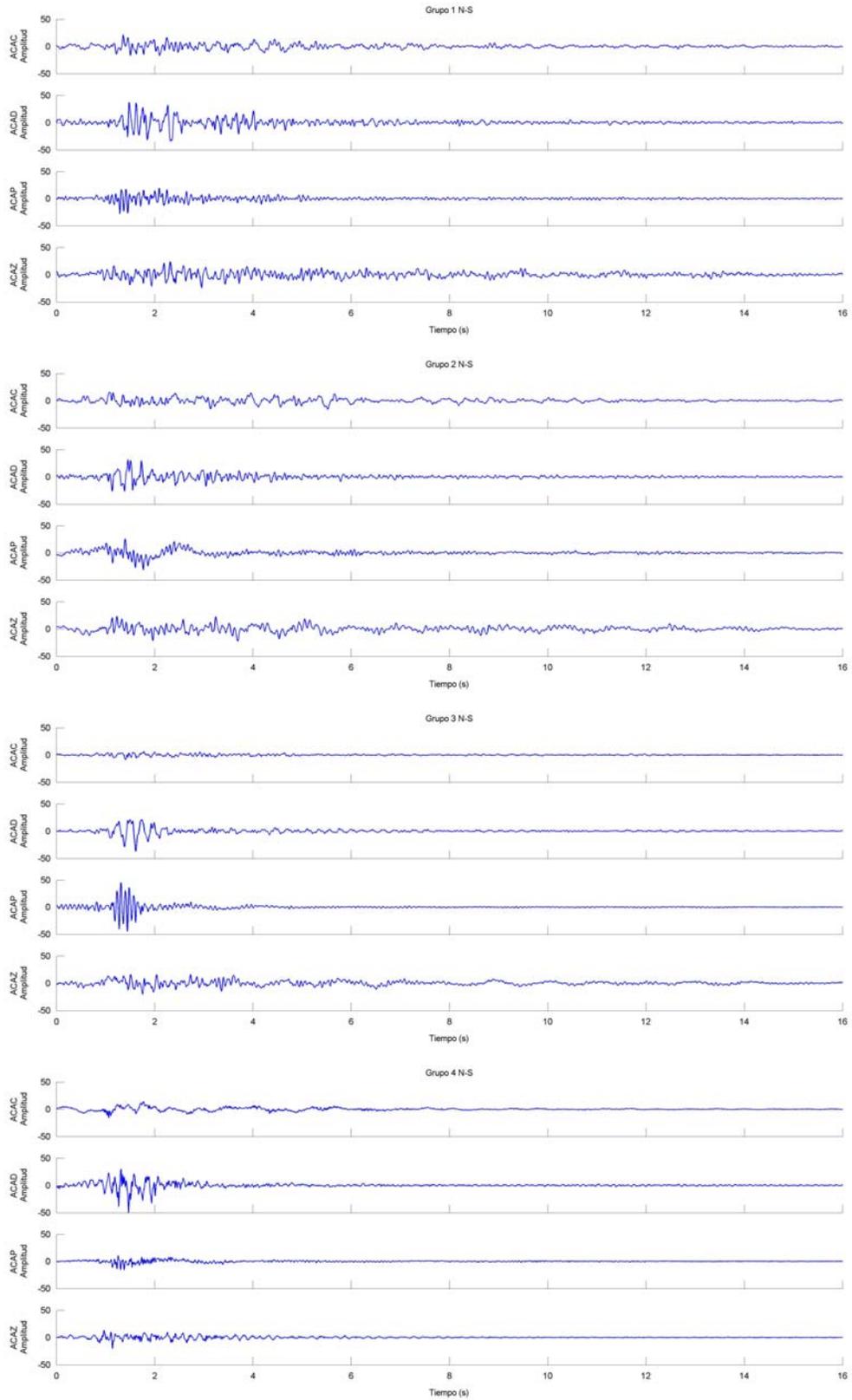


Figura 4.6 En la gráfica se muestran los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo, para las componentes norte-sur de las estaciones ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio.

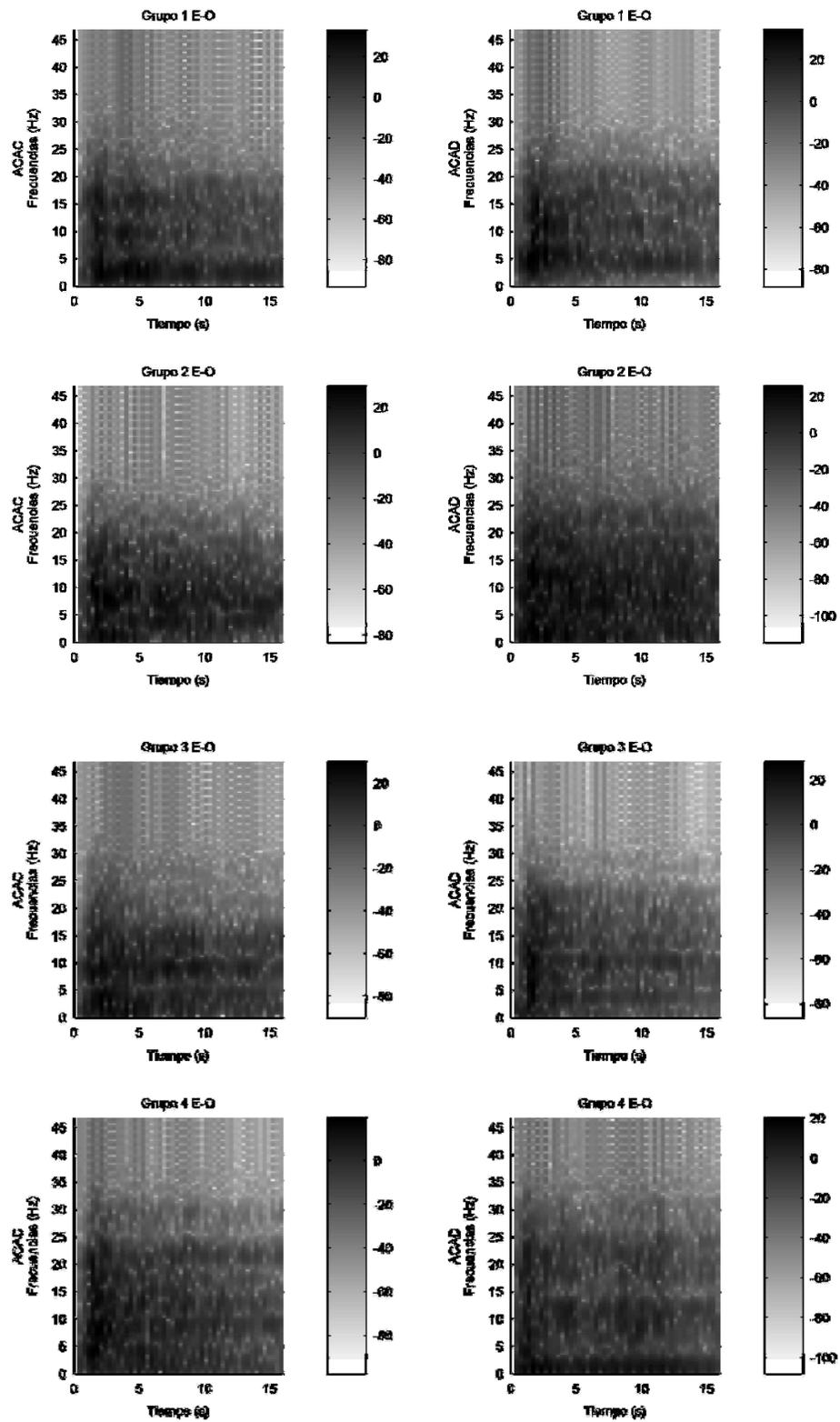


Figura 4.7 Espectrogramas de los efectos de sitio residuales, para la componente Este-Oeste de las estaciones ACAC y ACAD, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio. La escala de grises esta en decibeles.

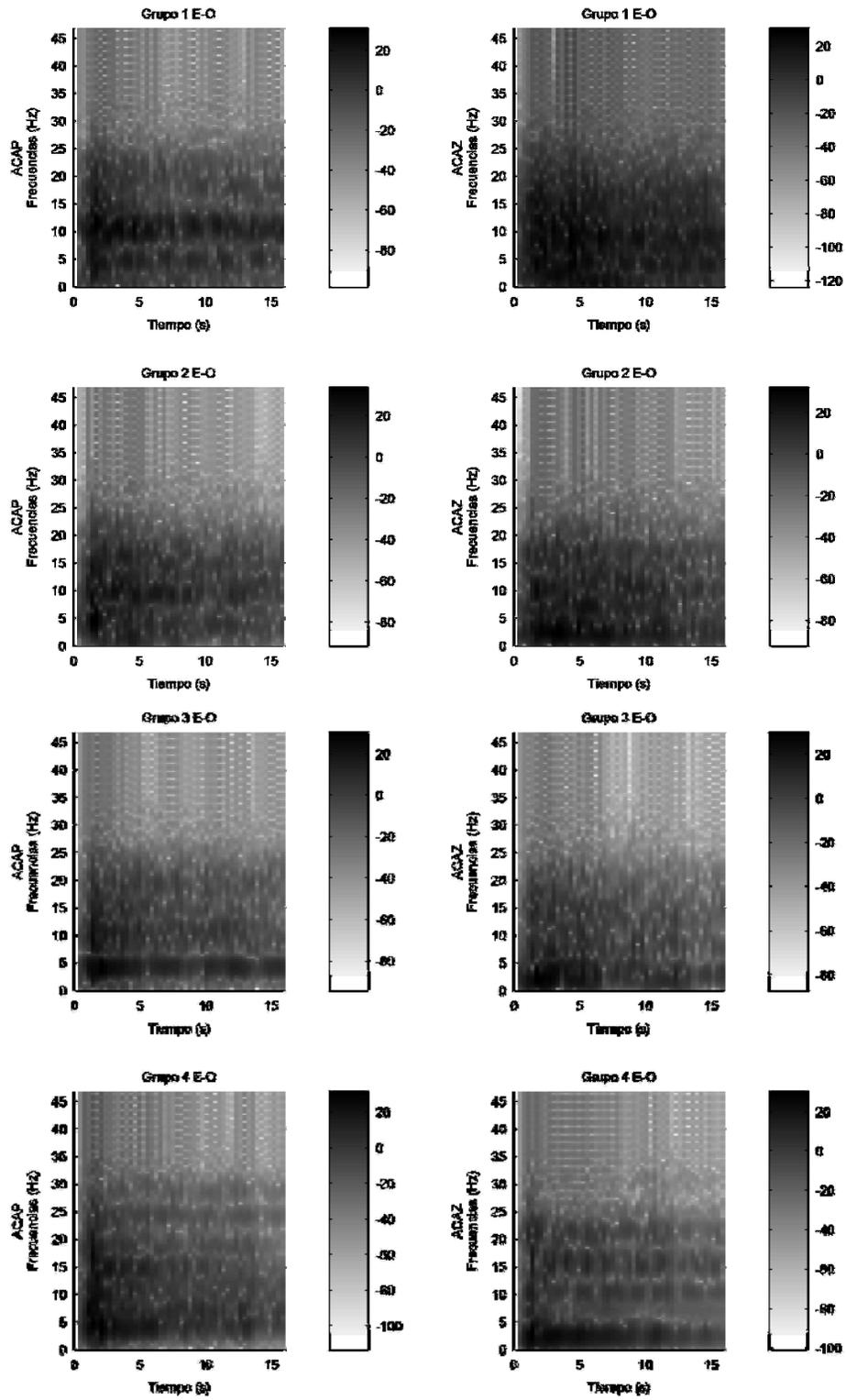


Figura 4.8 Espectrogramas de los efectos de sitio residuales, para la componente Este-Oeste de las estaciones ACAP y ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio. La escala de grises esta en decibeles.

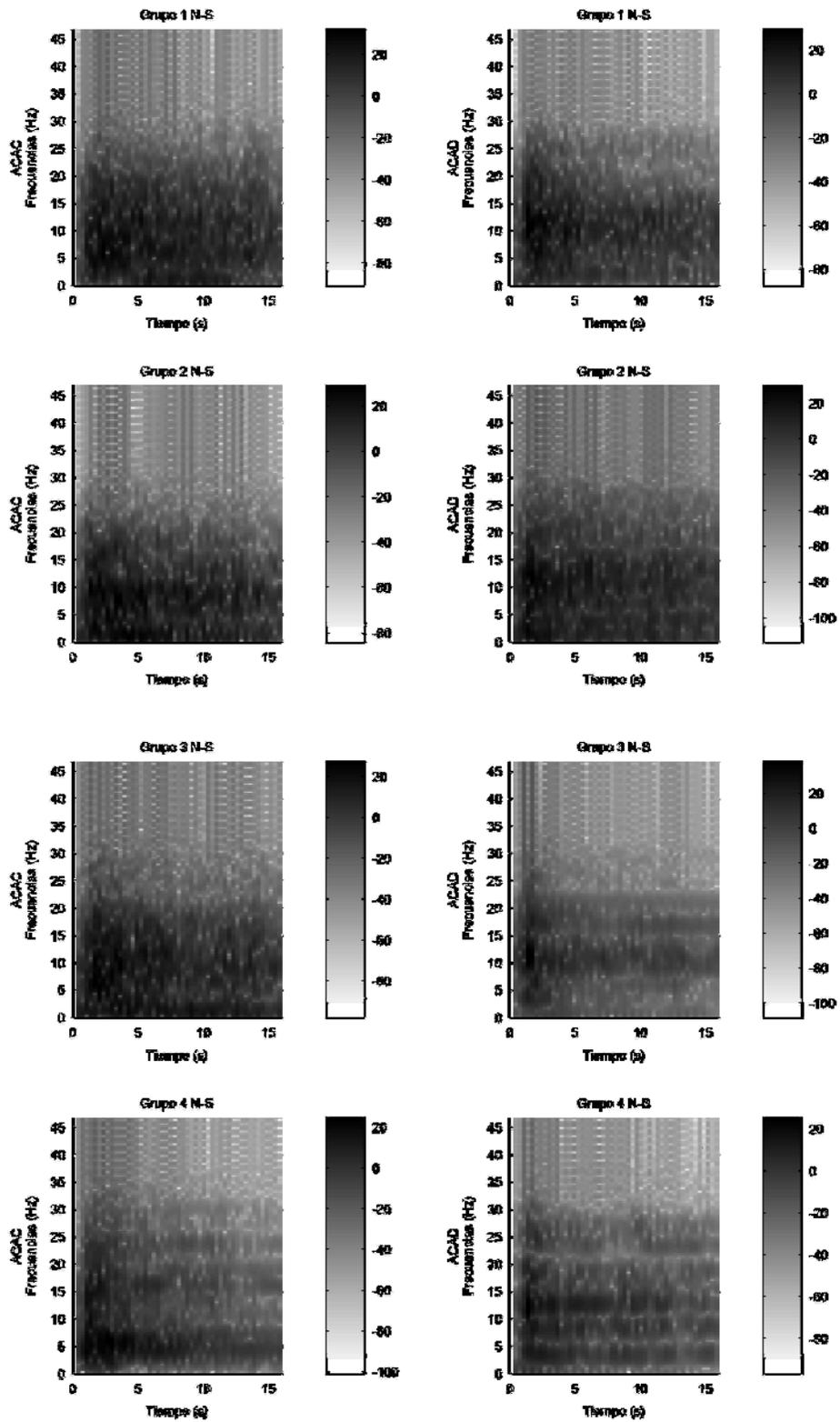


Figura 4.9 Espectrogramas de los efectos de sitio residuales, para la componente Norte-Sur de las estaciones ACAC y ACAD, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio. La escala de grises esta en decibeles.

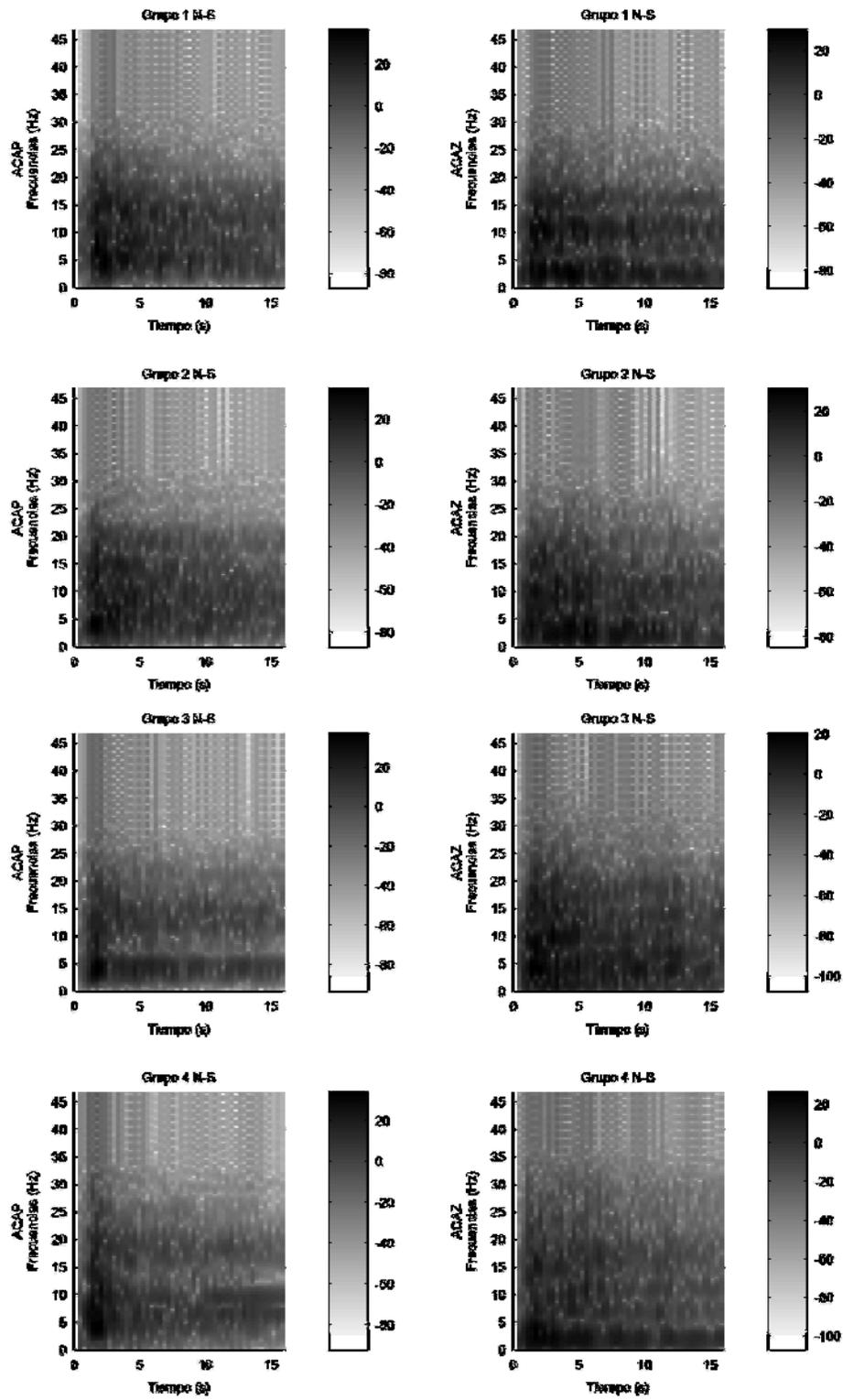


Figura 4.10 Espectrogramas de los efectos de sitio residuales, para la componente Este-Oeste de las estaciones ACAP y ACAZ, para de los cuatro grupos de sismos que se usaron en este estudio. La escala de grises esta en decibeles.

## CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realizó la separación de los efectos de sitio tanto estimados como residuales en el dominio del tiempo. Una de las hipótesis fundamentales en el presente trabajo es que los efectos de sitio estimados en una estación dada se parecen entre sí independientemente de la posición de la fuente.

Hemos obtenido efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo, para 4 estaciones de la Ciudad de Acapulco (ACAC, ACAD, ACAP, ACAZ), los cuales son útiles para el estudio de la peligrosidad sísmica y de la sismología en sí. Por ejemplo, fueron empleados por Birgören e Irikura (2005) para la simulación del sismo de 1999 en Düzce, Turquía.

Los espectros de Fourier de los efectos de sitio estimados obtenidos en este trabajo son similares a los obtenidos con otras técnicas (Chávez-García y Cuenca, 1998, Gutierrez y Singh 1992), de esta forma podemos validar la técnica empleada. Sin embargo el tener los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo tienen mayor utilidad que los espectros de amplitud obtenidos previamente. A través de la convolución de estos con sismo registrado en un sitio cercano, en roca nos permite estimar el sismograma. El cual es muy útil como señal de entrada tanto para el análisis de la respuesta de estructuras como para el diseño de estructuras.

Los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo pueden y han sido utilizados de distintas formas, por ejemplo Birgören e Irikura (2005) utilizaron funciones de Green estocásticas Kamae *et al.* (1991) para generar sismogramas sintéticos en roca y los convolucionaron con los efectos de sitio estimados que habían obtenido para varias estaciones, consiguiendo resultados muy similares a los registrados por las mismas estaciones del sismo de 1999 en Düzce, Turquía. Procedimientos similares podrían ser empleados para la simulación de sismogramas en las estaciones utilizadas en este trabajo. Otra forma de emplear estos efectos de sitio es removerlos junto con el trayecto, de registros sísmicos grabados en la misma estación mediante la deconvolución. El registro remanente sería la fuente en el dominio del tiempo, con lo cual tendríamos una técnica nueva para recuperar la fuente. Como hemos señalado anteriormente, ésta es sólo una de las múltiples utilidades de los efectos de sitio estimados en el dominio del tiempo.

En el presente trabajo se ha desarrollado una nueva técnica que permite la obtención de los efectos de sitio residuales. El principal problema con el que nos enfrentamos fue la pérdida de los signos de los coeficientes de ondícula de los efectos de sitio residuales. Luego de probar distintas formas de recuperación de estos signos conseguimos combinar la técnica de Boore (1983) con el análisis de ondícula. Esto es el principal aporte de este trabajo.

Hemos encontrado algunos indicios que sugieren una dependencia de los efectos residuales con respecto a la posición de la fuente.

Uno de los usos posibles para los efectos de sitio residuales en el dominio del tiempo, requiere de la comprobación de la dependencia de los efectos de sitio residuales con la posición de la fuente. Si esto es cierto, los resultados obtenidos nos aportarían información de la forma tridimensional o asimetrías de la cuenca. En ese caso, es probable que los efectos de sitio residuales nos permitieran reconstruir la forma de la cuenca considerando las asimetrías tridimensionales de ella.

Trabajos futuros que contemplen esta línea de investigación deben incluir mejoras en cuanto a los términos de trayecto y fuente. Para disminuir los errores introducidos por la forma simplificada en que los tratamos en este trabajo.

## REFERENCIAS

- Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake Source Mechanics*, Geophys. Monograph-37 6: 259-268.
- Arias A. (1970). A measure of earthquake intensity. *In: Seismic design for nuclear power plants. Hansen RJ, (editor). Cambridge, MA: MIT Press*, 438–89.
- Beauval, C.Y., P.-Y. Bard, P. Moczo and J.Kristek. (2003). Quantification of Frequency-Dependent Lengthening of Seismic Ground-Motion Duration due to Local Geology: Applications to the Volvi Area (Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 371-385.
- Birgören, G. (2004). Strong Motion Simulation of the 1999 Earthquakes in Western Turkey: Stochastic Green's Function Technique with Characterized Source Model and Phase Dependent Site Response. Tesis doctoral, *Kyoto University, Japón*.
- Birgören, G., y K. Irikura. (2005). Estimation of Site Response in Time Domain Using Meyer-Yamada Wavelet Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1447-1456.
- Boore. D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1884.
- Boore. D. M., y J. Boatwright. (1984). Average body-wave radiation coefficients. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1615-1621.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Brune, J. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Chávez-García, F. J. y J. Cuenca. (1998). Site Effects and Microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra*, **14**, 75-93.
- Chávez-García, F. J., J. Castillo, y W. R. Stephenson. (2002). 3D site effects: a thorough analysis of a high-quality dataset. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 1941-1951.

- Fletcher, J. y J. Boatwright. (1991). Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco peninsula from a joint inversion of digital seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1783-1812.
- Gutiérrez, C y S. K. Singh. (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 642-659.
- Humphrey, J. y J. Anderson, (1994). Seismic Source Parameters from the Guerrero Subduction Zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1754-1769.
- Izumi, M. y K. Katukura. (1983). A fundamental study on the phase properties of seismic waves. *J. Struct. Constr. Eng., Transactions of AIJ.*, **327**, 20-27.
- Iwan, W., M. Moser, y CH. Peng. (1985). Some observation on strong-motion earthquake measurement using a digital accelerograph. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1225-1246.
- Iwata, T. y K. Irikura. (1988). Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake. *J. Phys. Earth.*, **37**, 171-200.
- Jamison H. S., A. G. Tumarkin y R. J. Archuleta (1996), What Is a Reference Site, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1733-1748.
- Katukura, H., T. Watanabe y M. Izumi. (1984). A study on the Fourier analysis of nonstationary seismic waves. *Proc. 8th World Conf. Earthquake Eng. San Francisco*, **2**, 525-532.
- Kamae, K., K. Irikura y Y. Fukuchi. (1991). Prediction of Strong Ground Motion Using a Semi-Empirical Technique. *SMiRT 11 Transactions, Tokyo, Japan*, **K**.
- Meyer, Y., (1989). Orthonormal Wavelets, in *Wavelets. Eds Combes, J. M., Grossman, A. and Tchamitchian, Ph., Springer, Berlin*.
- Misiti, M., Y. Misiti, G. Oppenheim y J. M. Poggi. (1997). *Wavelet Toolbox Users Guide, The MathWorks, Inc.*
- Moya, A., J. Aguirre, y K. Irikura. (2000). Inversion of Source Parameters and Site Effects from Strong Ground Motion Records using Genetic Algorithms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 977-992.
- Nigam, N.C. (1982). Phase Properties of a Class of Random Processes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. **10**, 711-717.
- Ohsaki, Y. (1979). On the Significance of Phase Content in Earthquake Ground Motions. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. **7**, 427-439.
- Ordaz, M. y S. K. Singh. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43.

Sato, T., Y Muro, H. Wang y A. Nishimura. (2001). Design Spectra and Phase Spectrum Modeling to Simulate Design Earthquake Motions: A Case study through Design Standards of Railway Facilities in Japan. *Journal of Natural Disaster Science*, 23 89-100.

Sawada, S. (1998). Phase characteristics on the site amplification of layered ground with irregular interface. in *The Effect of Surface Geology on Seismic Motion*, K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani (Editores), Balkema, Rotterdam, 1009-1013.

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, SMIS (2000). Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, Volumen II, *Disco Compacto*, México Distrito Federal.

Taner, M. T., F. Koehler, y R. E. Sheriff. (1979). Complex seismic trace analysis, *Geophysics*. **44**, 1041–1063.

Trifunac, M. D. y Brady, A. G. (1975). A study on the duration of strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 581-626.

Yamada, M. y K. Ohkitani. (1991). Orthonormal wavelet analysis of turbulence. *Fluid Dyn.Res.*, **8**, 101-11.

# APÉNDICE A

## RESUMEN DE RESULTADOS

Se presenta los efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo, para todas las estaciones, grupos y componentes. Es importante aclarar que llamamos efectos de sitio totales a la suma en el dominio del tiempo de los efectos de sitio estimados y residuales. Se presenta también gráficas de los espectros de Fourier de los efectos de sitio estimados, residuales y los obtenidos por el MCE para todas las estaciones, grupos y componentes. Esto sucede cuando los efectos de sitio estimados son mayores que los obtenidos por el método espectral. Al evaluar la ecuación (3.12) se obtienen valores imaginarios. Esto sucedió únicamente con algunos efectos de sitio residuales. Dado el reducido número de eventos la estimación falla generando amplitudes que no cumplen con la ecuación (1.17), en algunas frecuencias. Para poder aplicar la técnica híbrida sustituimos las raíces complejas con ceros.

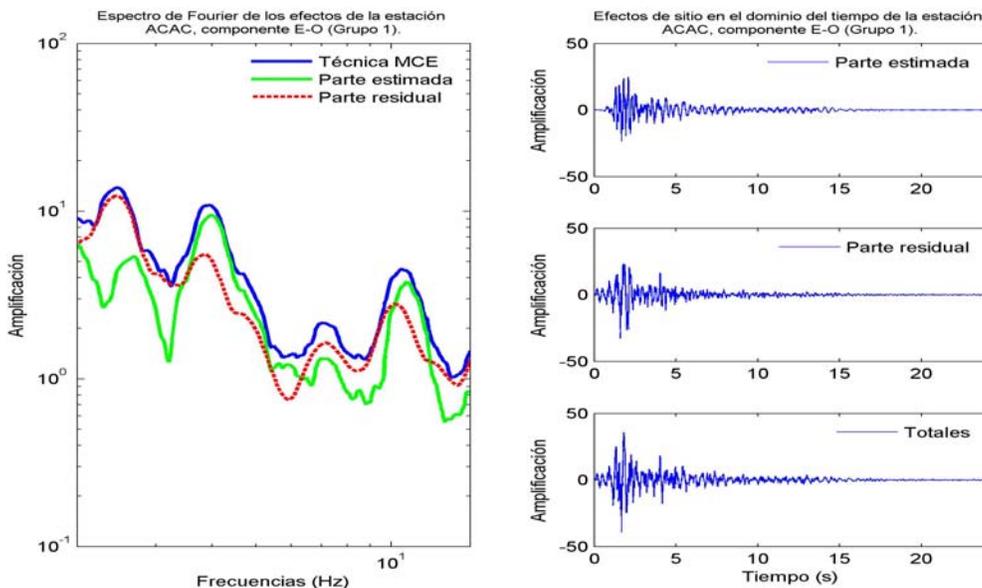


Figura A.1 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente E-O del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

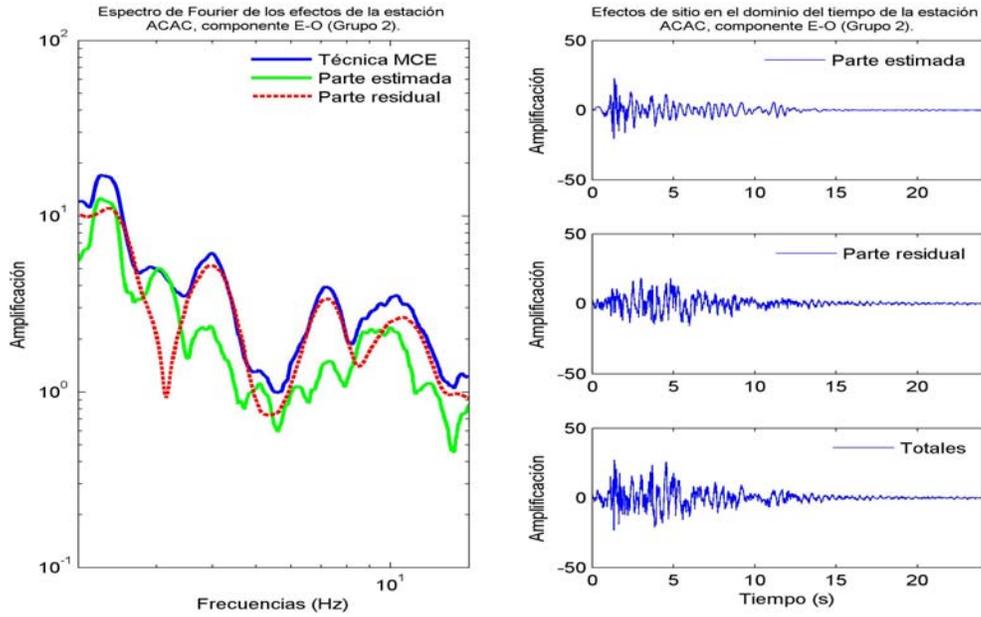


Figura A.2 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente E-O del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

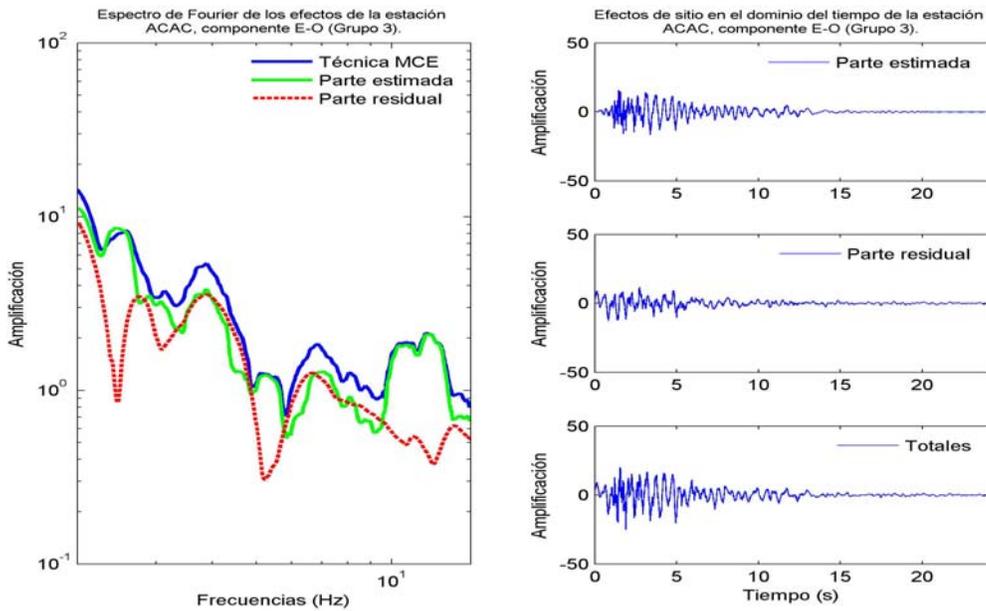


Figura A.3 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente E-O del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

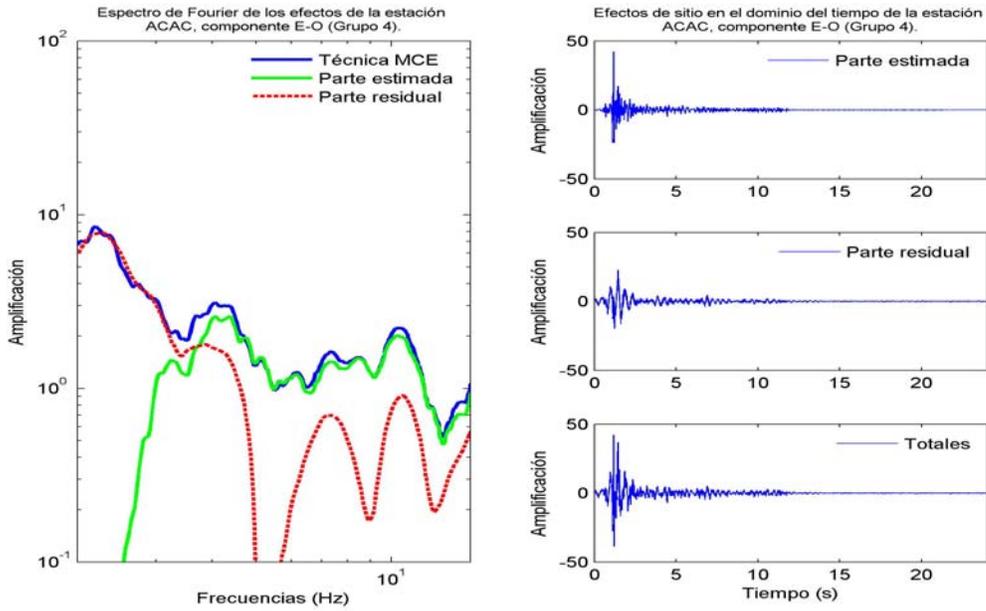


Figura A.4 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente E-O del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

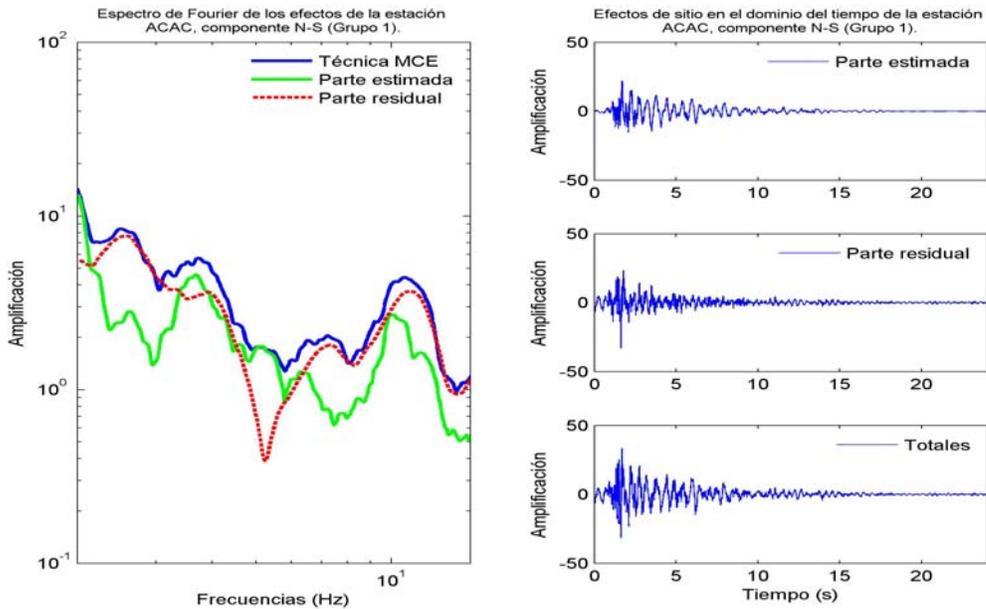


Figura A.5 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente N-S del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

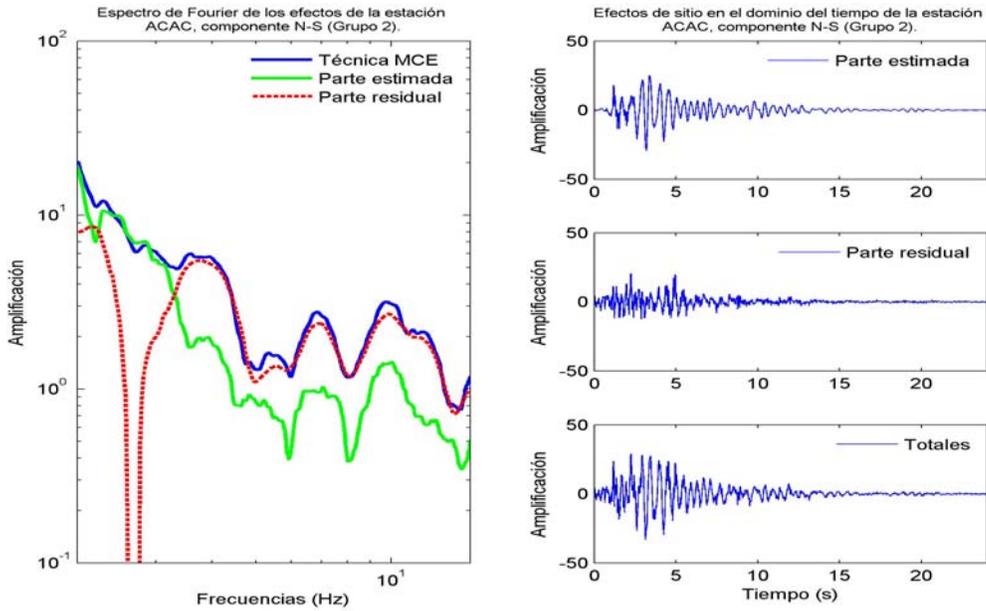


Figura A.6 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente N-S del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

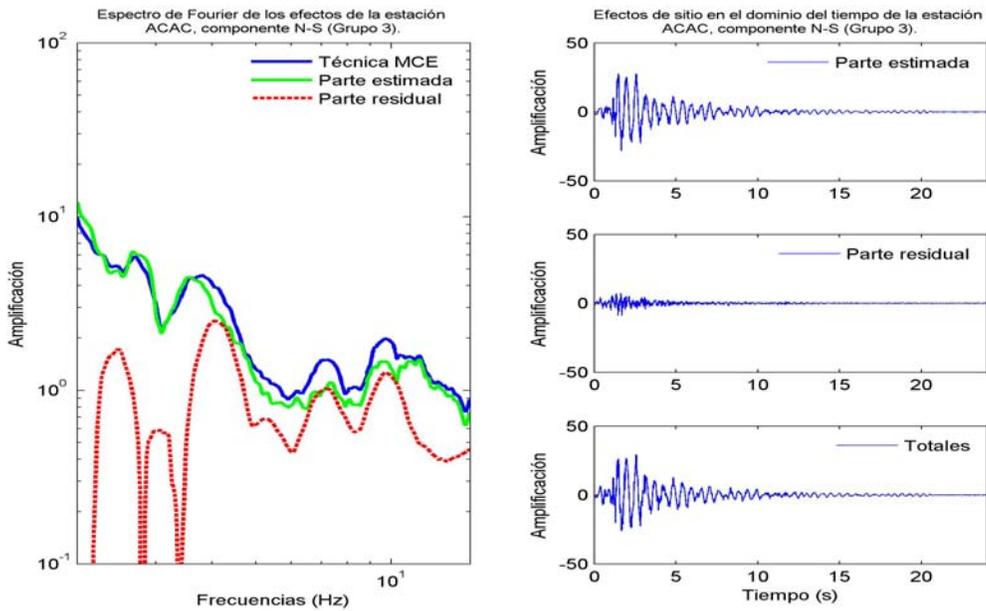


Figura A.7 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente N-S del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

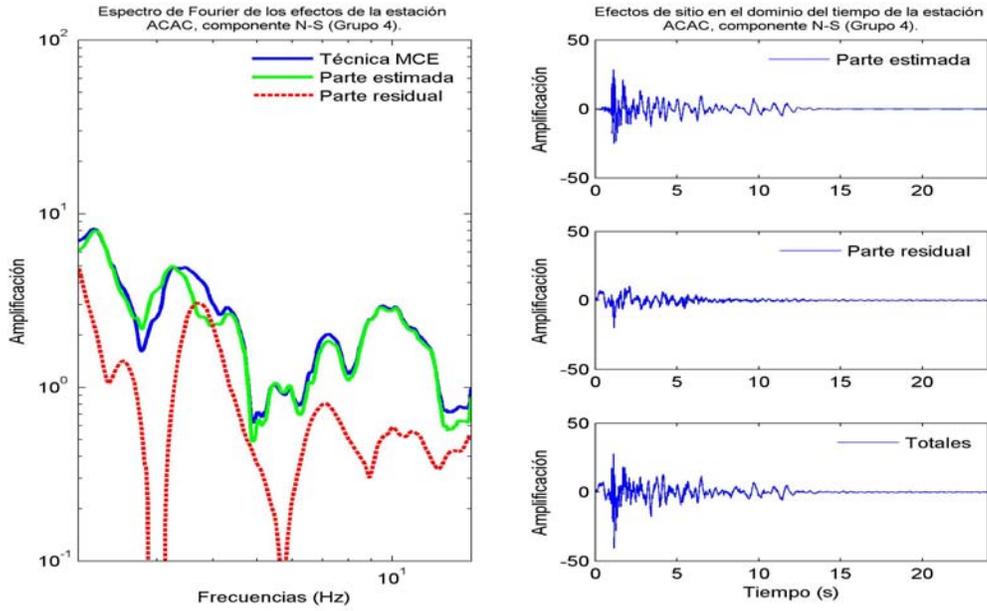


Figura A.8 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAC en la componente N-S del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

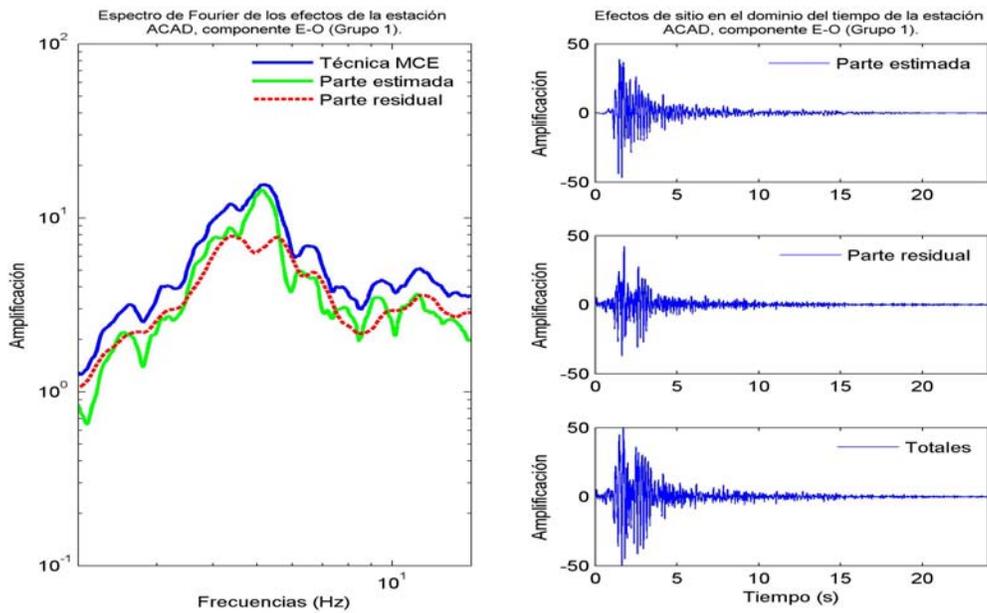


Figura A.9 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente E-O del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

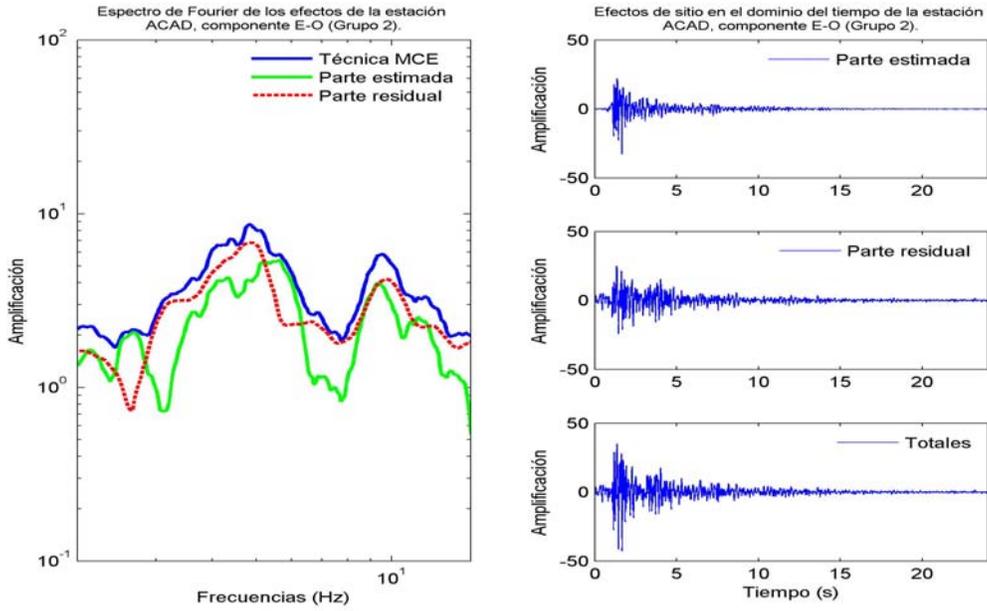


Figura A.10 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente E-O del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

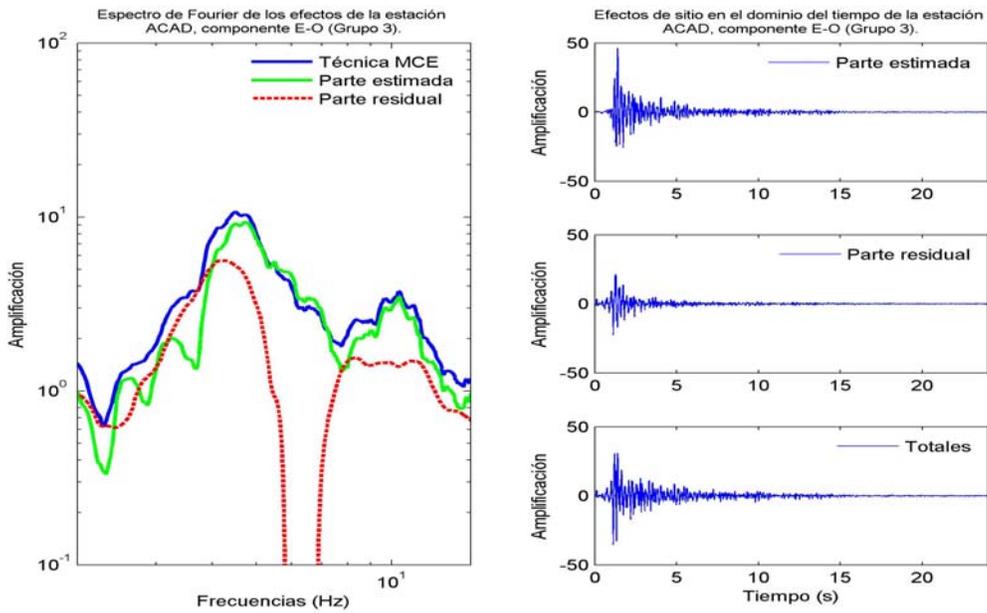


Figura A.11 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente E-O del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

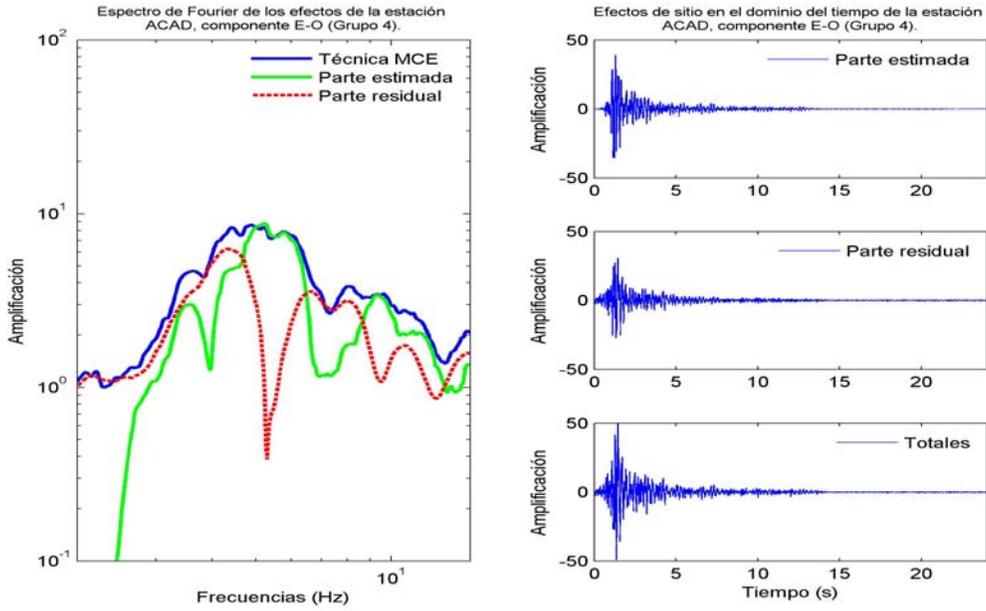


Figura A.12 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente E-O del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

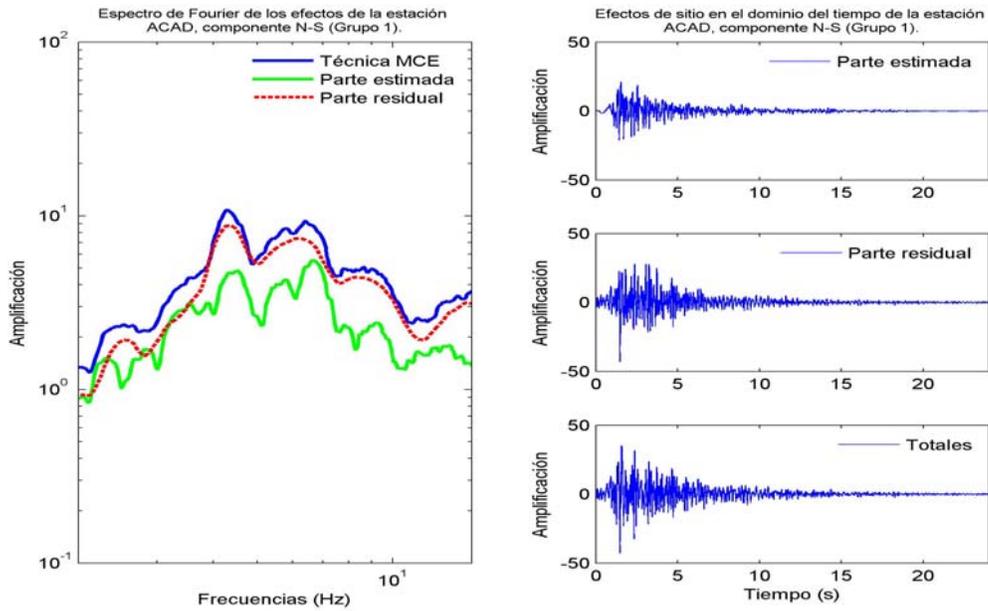


Figura A.13 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente N-S del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

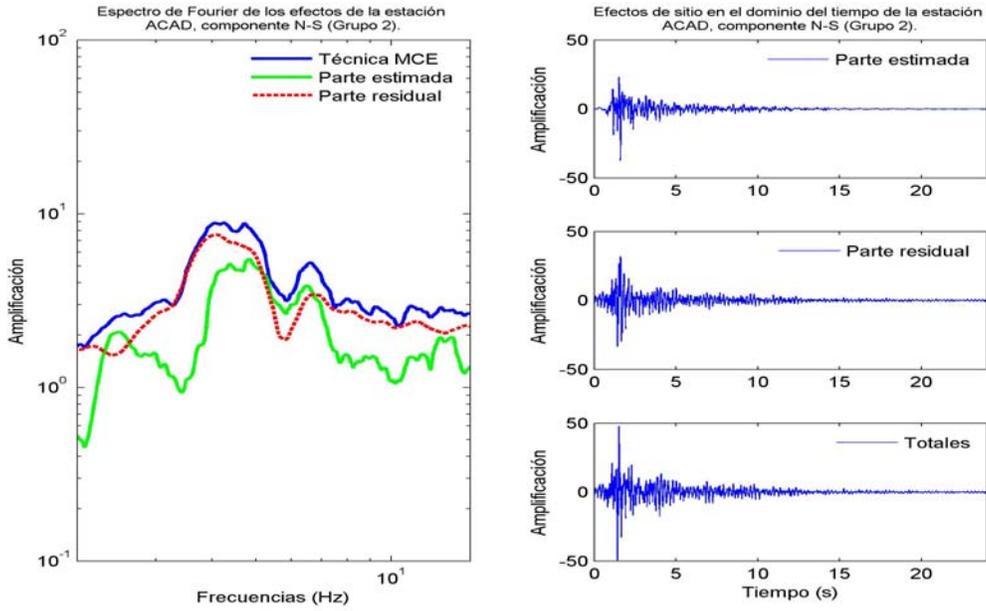


Figura A.14 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente N-S del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

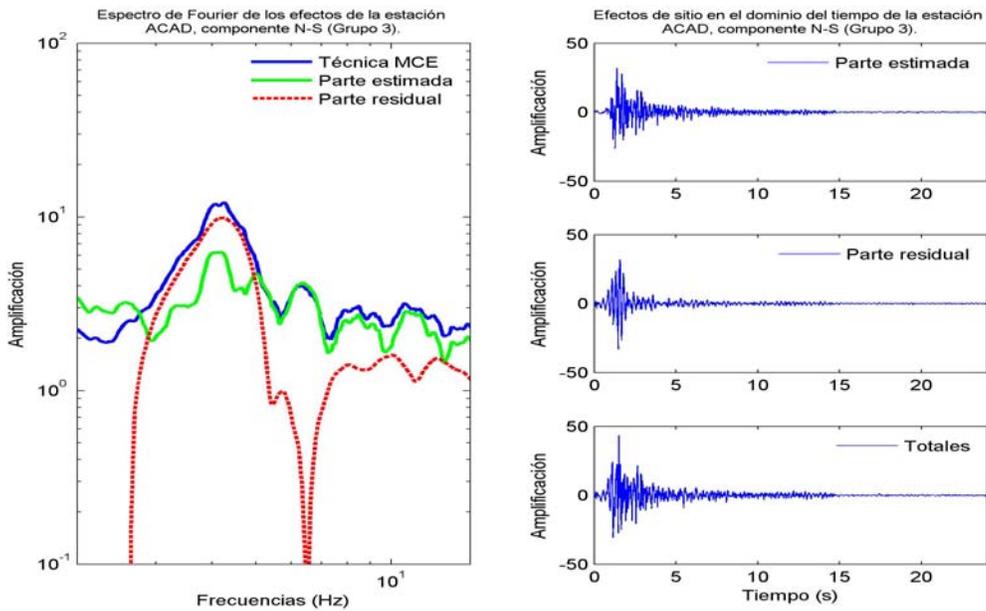


Figura A.15 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente N-S del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

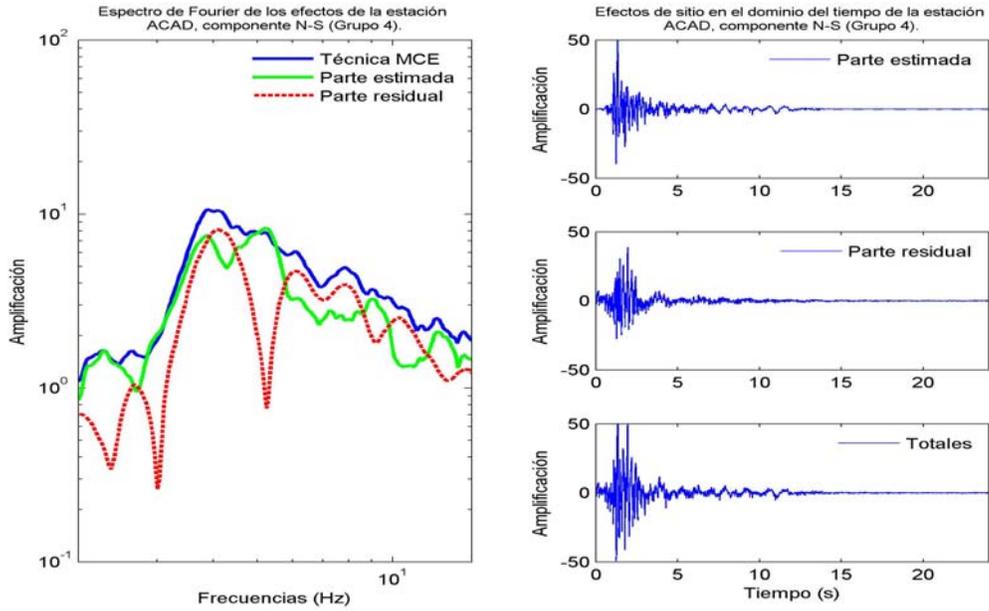


Figura A.16 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAD en la componente N-S del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

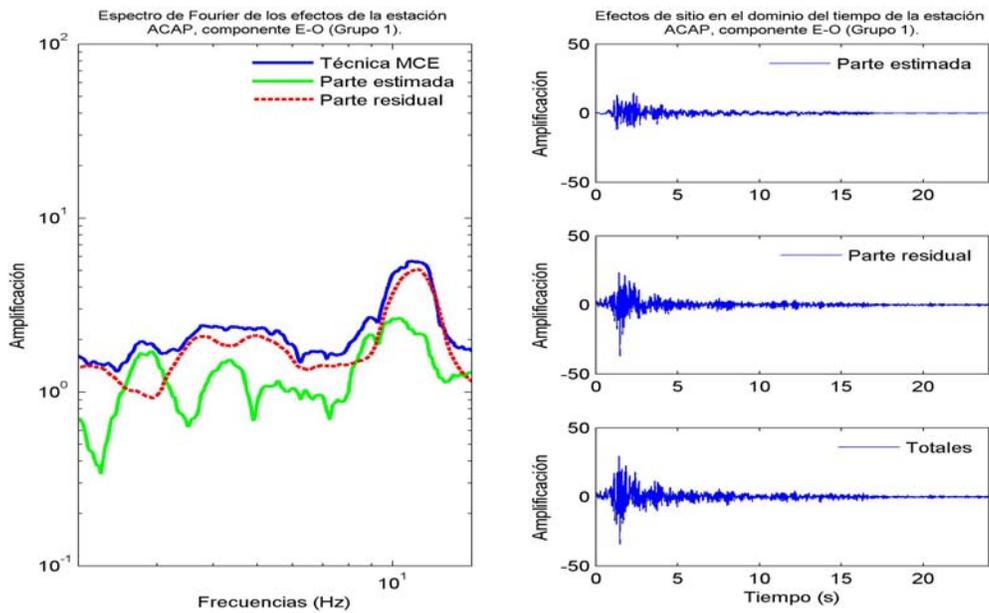


Figura A.17 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente E-O del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

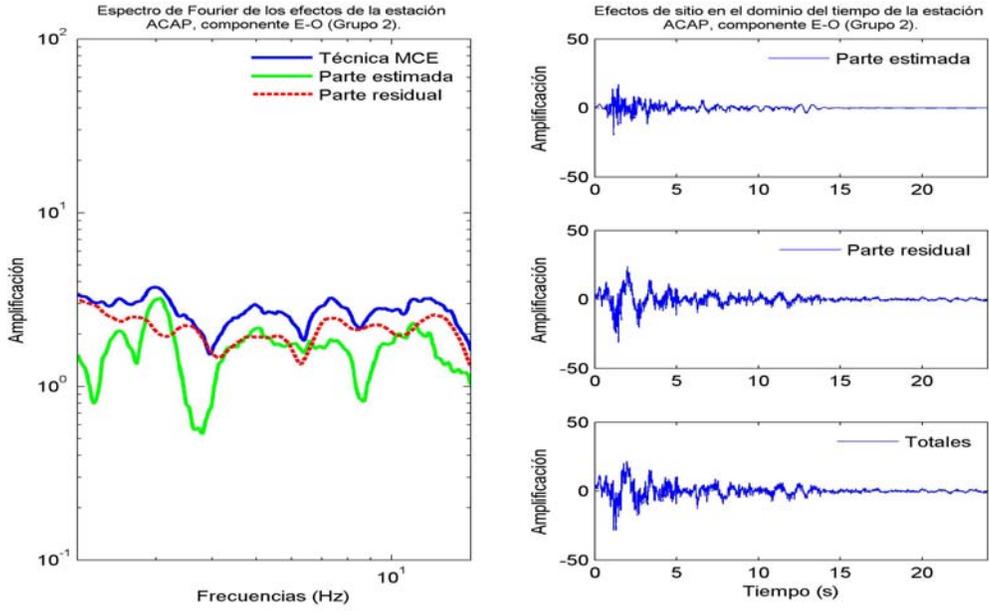


Figura A.18 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente E-O del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

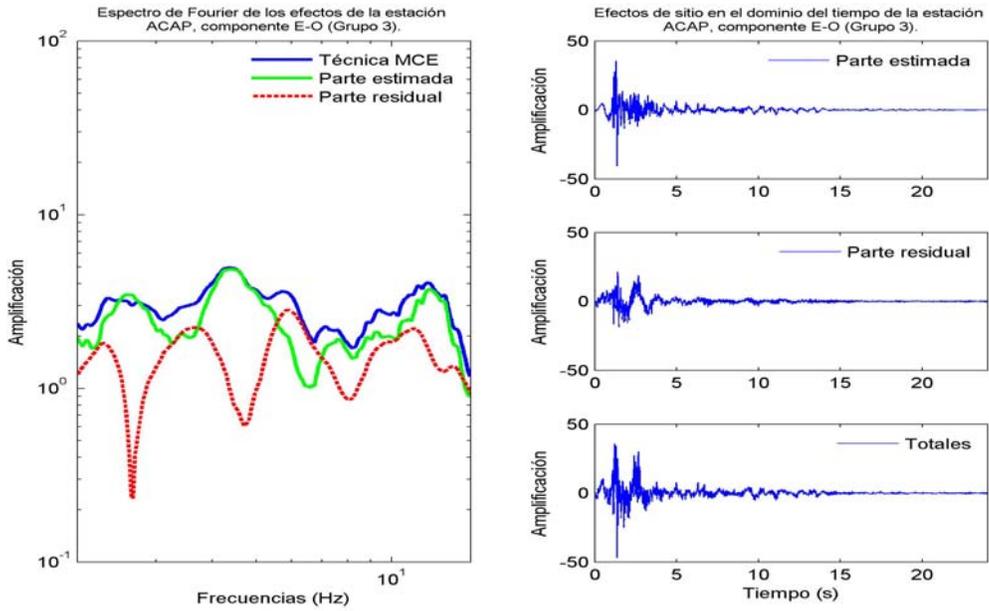


Figura A.19 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente E-O del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

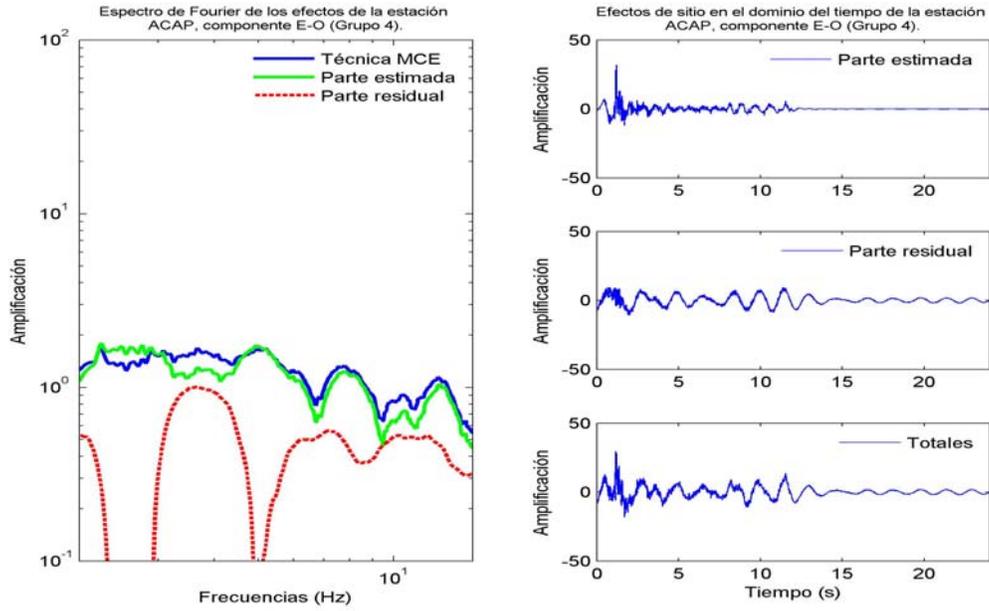


Figura A.20 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente E-O del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

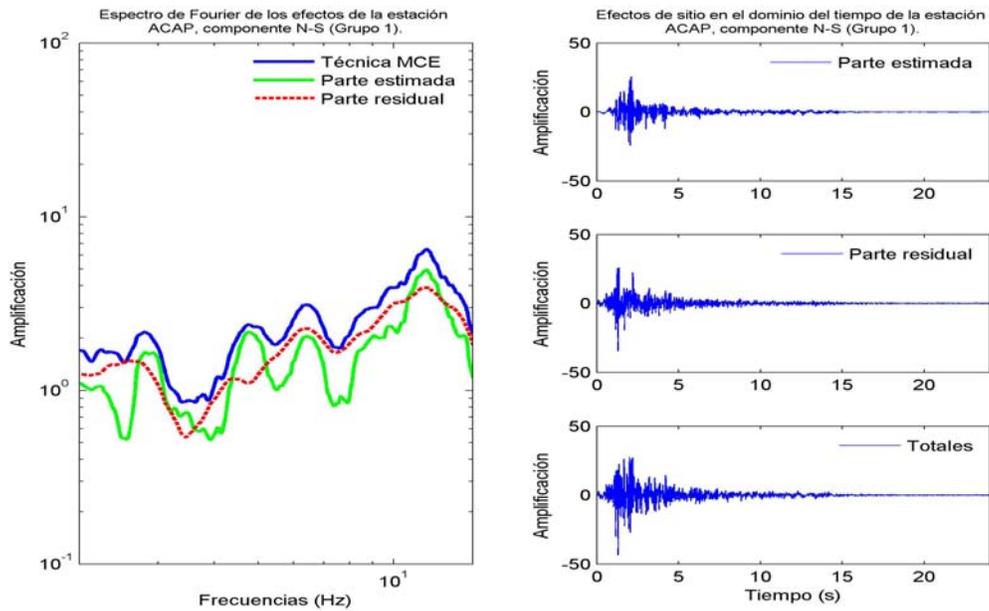


Figura A.21 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente N-S del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

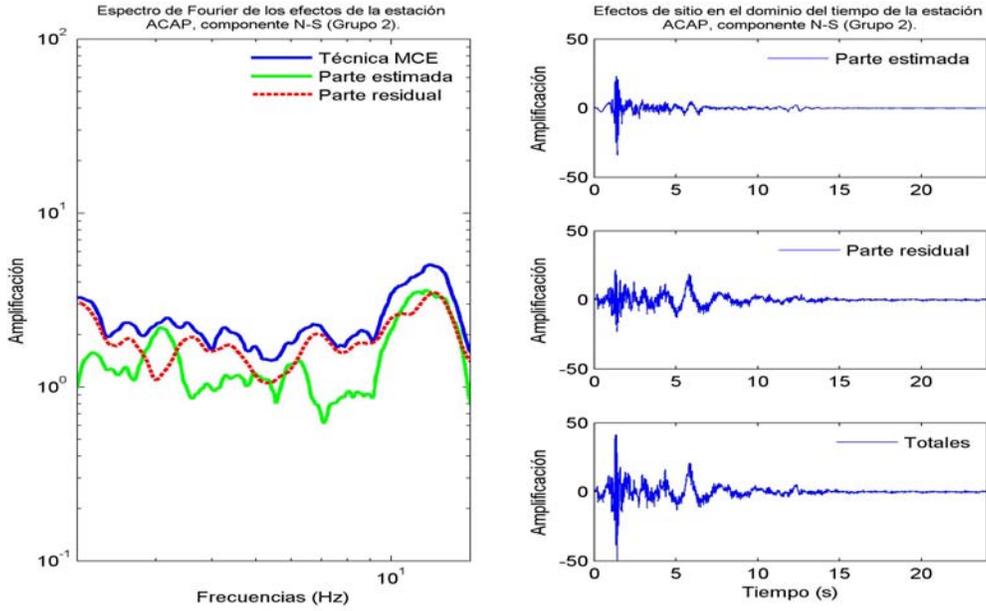


Figura A.22 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente N-S del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

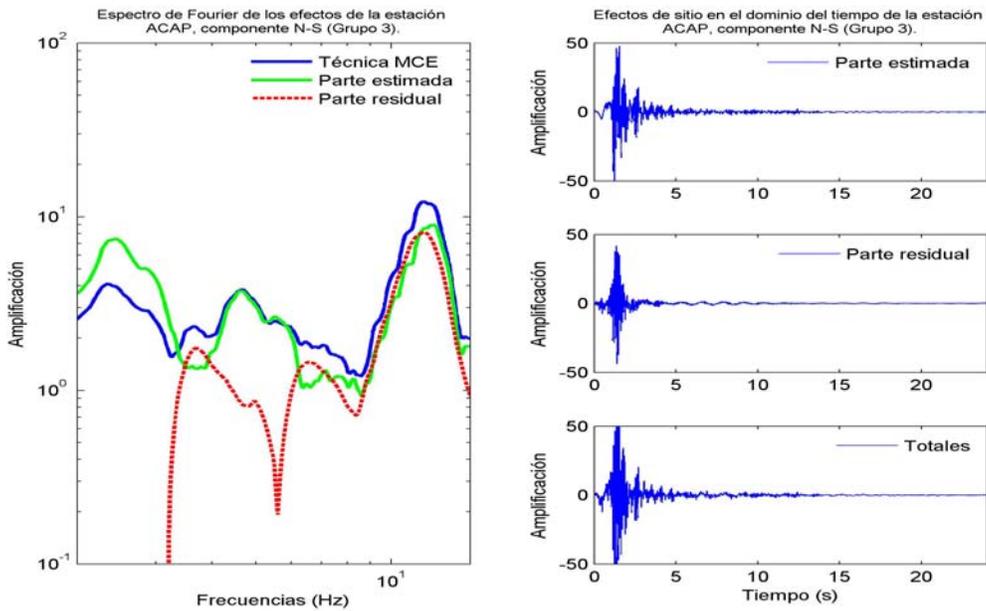


Figura A.23 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente N-S del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

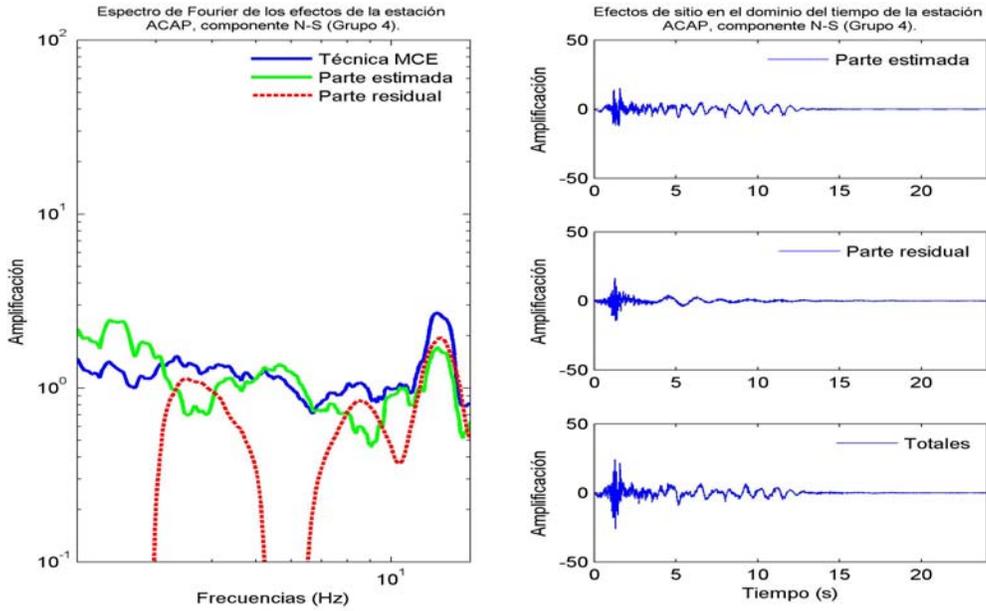


Figura A.24 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAP en la componente N-S del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

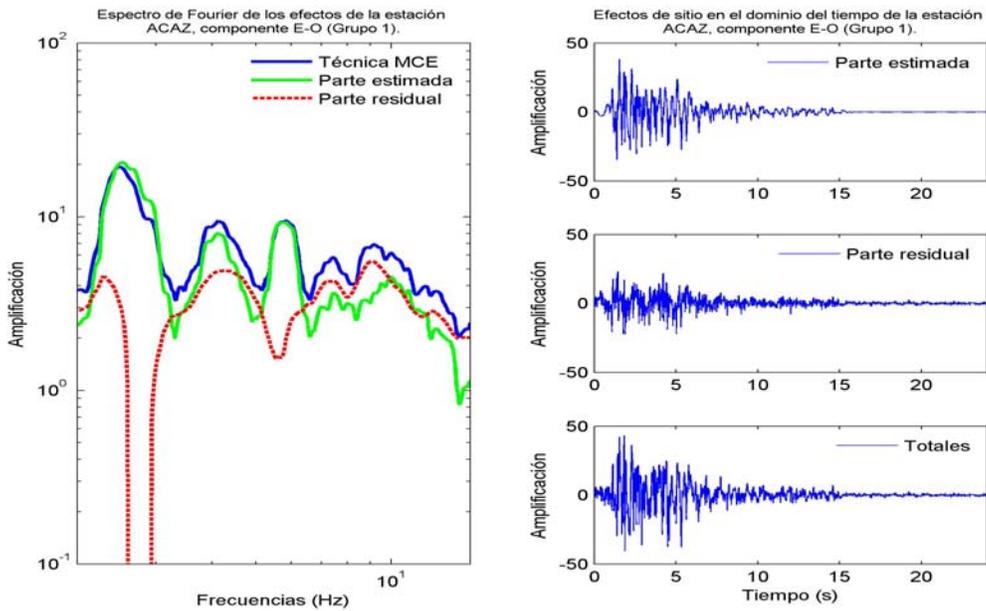


Figura A.25 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente E-O del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

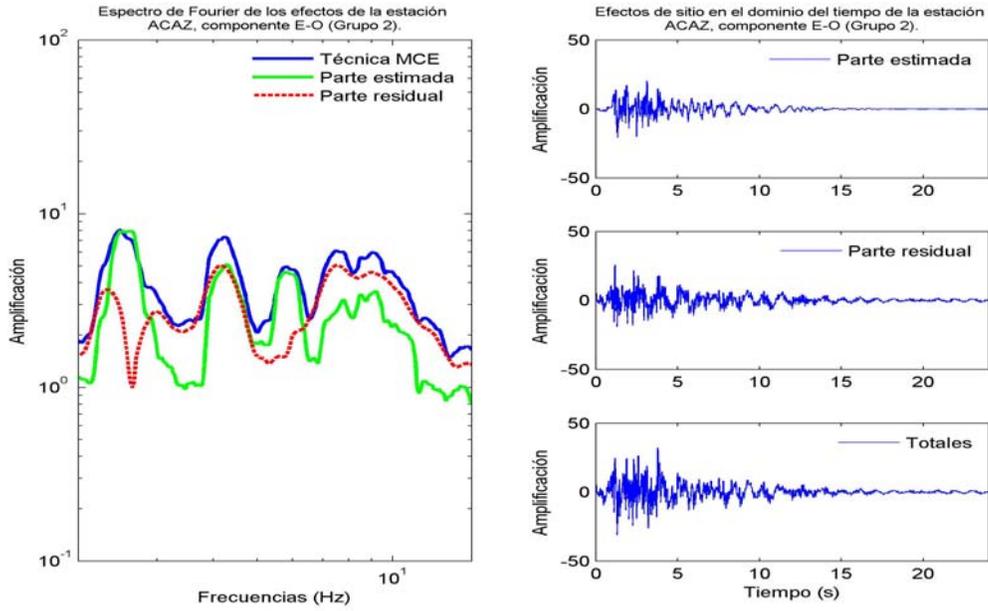


Figura A.26 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente E-O del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

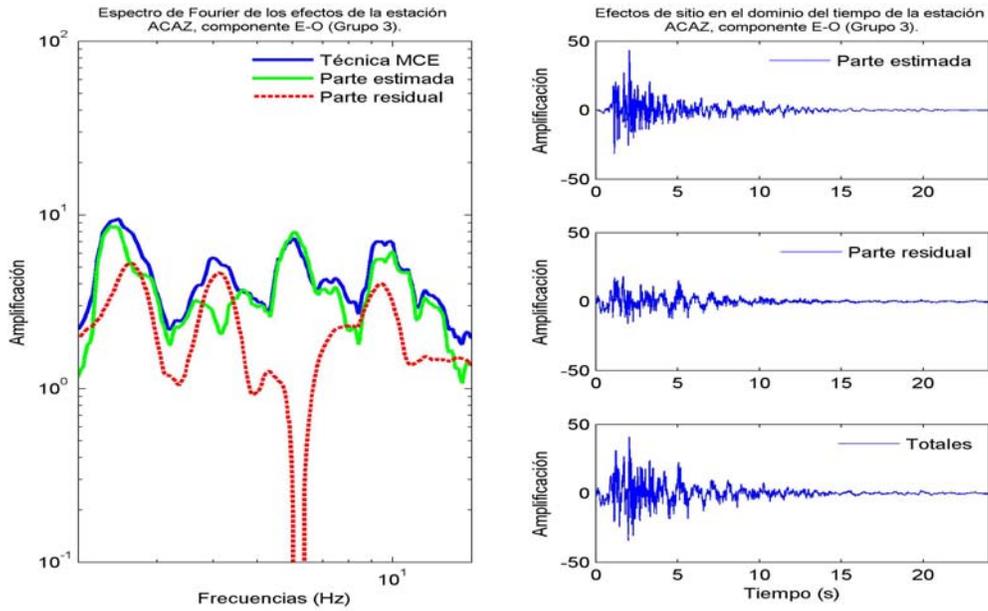


Figura A.27 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente E-O del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

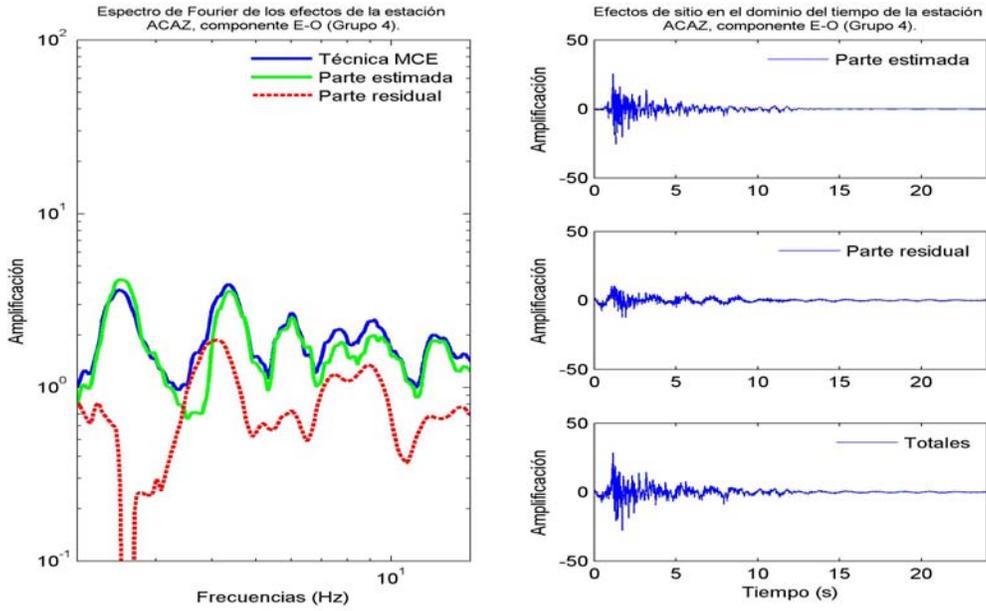


Figura A.28 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente E-O del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

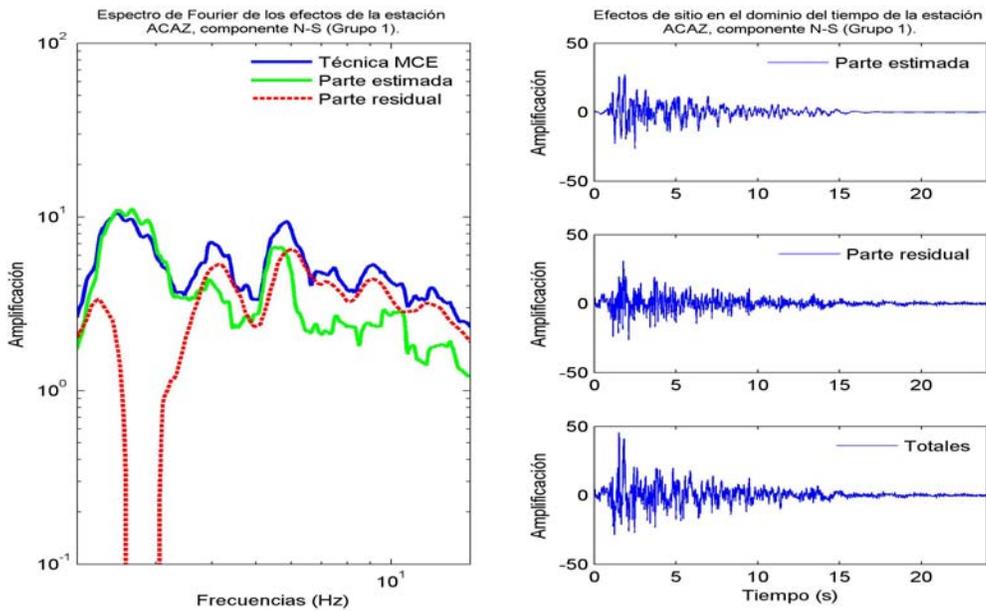


Figura A.29 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente N-S del grupo 1 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

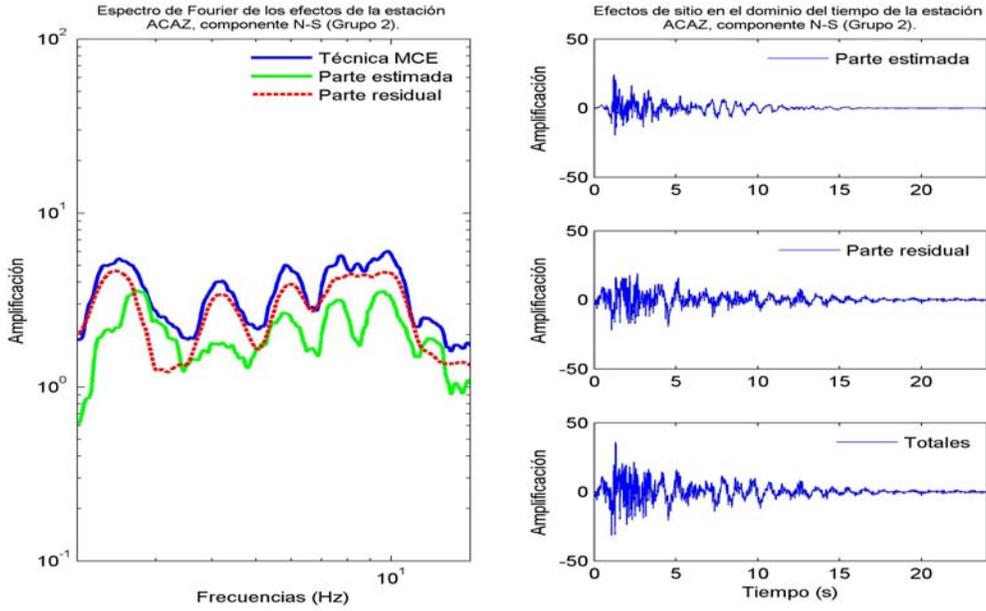


Figura A.30 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente N-S del grupo 2 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

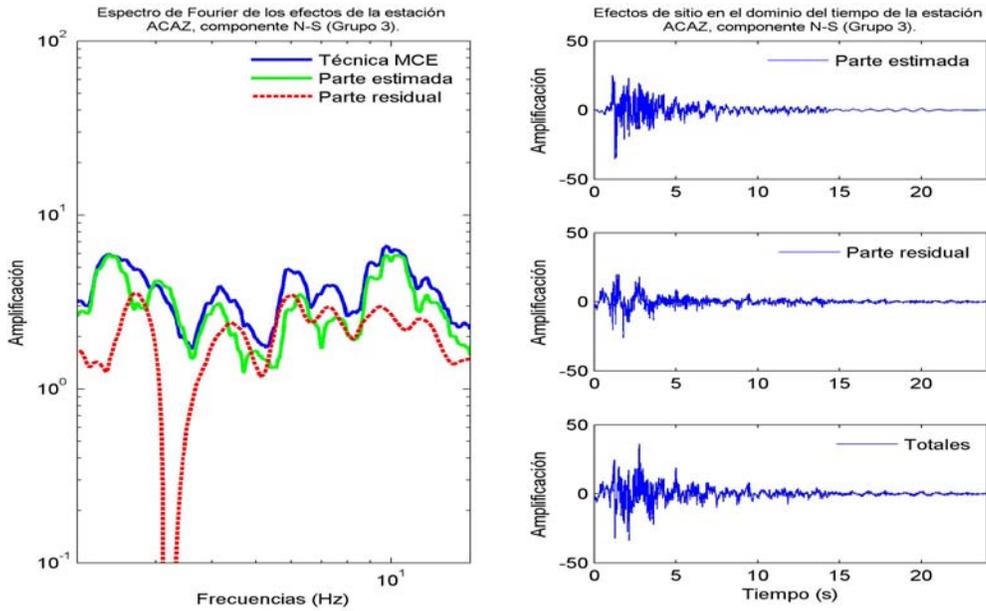


Figura A.31 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente N-S del grupo 3 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).

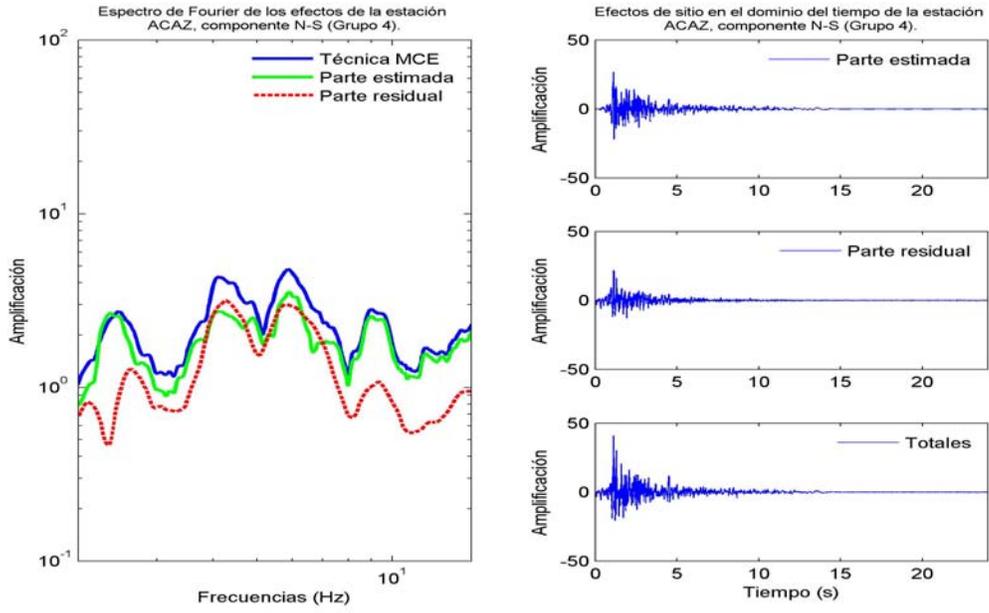


Figura A.32 Efectos de sitio estimados, residuales y totales en el dominio del tiempo (lado derecho) para la estación ACAZ en la componente N-S del grupo 4 y su espectro de Fourier (lado izquierdo).